

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
Departamento de Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera



TEMPERATURAS EXTREMAS EN EUROPA.

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

Marco Aurelio Cony

Bajo la dirección del doctor

Emiliano Hernández Martín

Madrid, 2009

• ISBN: 978-84-692-8444-5

©Marco Aurelio Cony, 2009

Agradecimientos

Han sido muchas personas que de una forma o de otra han contribuido en la realización de esta memoria de tesis doctoral. Quiero expresar mi sincero agradecimiento:

A mi director Emiliano Hernández Martín, por sus consejos, dirección, sus constantes apoyos y enseñanzas a lo largo de estos últimos años

A la profesora Doña María Teresa del Teso Martín y al profesor Ricardo García Herrera, por su apoyo y colaboración.

A los miembros del Departamento de Física de la Tierra II, Natalia Calvo, Francisco Correoso García, Daniel Paredes, David Barriopedro, Sara Queralt, Nicolás Butorovic, Pedro Ribera, David Gallego y Alexandre Miguel Urbano (Universidad de Lisboa) por las facilidades prestadas en la realización de este trabajo, por la amistad, sugerencias y colaboración y excelente ambiente de trabajo.

A Dr. Luis Prieto Godino, por compartir conmigo su gran experiencia, conocimientos, colaboración, amistad, ánimos y constantes apoyo para realización de este trabajo.

A mis padres Luiz Cony y Catarina Ramos por abrir los caminos iniciales y estar constantemente apoyando me en mis decisiones y mis hermanos Henrique y Carlos por su comprensión y compañerismo.

Mi sincera gratitud a mi tía Teresa Ramos y Ramos, por el cariño, apoyo y la hospitalidad durante estos años.

A mi esposa Sonia de la Cruz Pérez, por su cariño, comprensión y su sincera amistad ofrecidos en estos últimos años.

Mi gratitud especial a familia de Sonia: Pedro, Ricarda, Marcos y Pedro Ferreras por los constantes apoyos y hospitalidad ofrecidos.

A todos mis amigos y colegas de la Facultad por algún motivo han prestado su colaboración y apoyo.

A mi familia....

Gracias a todos.

'Más alto que los Cóndores'

Victor Ostrowski (1954)

Índice General

1. Introducción	8
1.1 Temperaturas extremas	9
1.2 Estado del arte	10
1.3 Objetivos	14
2. Datos y Metodología	15
2.1 Selección de series de Temperatura	16
2.1.1 Series completas de temperatura	19
2.1.1.1 Elección de series de referencia	20
2.1.1.2 Reconstrucción de la serie	26
2.1.2 Homogenización de series de temperaturas	27
2.1.2.1 Series de referencia homogéneas	30
2.1.2.2 Detección de discontinuidades	32
2.1.2.3 Reconstrucción de la serie	37
2.2 Situaciones sinópticas	38
2.2.1 Clasificación de Hess-Brezowsky	38
2.2.2 Caracterización de los patrones sinópticos GWL	40

3. Análisis de Tendencia	50
3.1 Definiciones de extremo de temperatura	51
3.2 Factores de variaciones de extremos de temperatura	55
3.3 Eventos de DFE y DCE	57
3.4 Cálculo de tendencias	59
3.4.1 Creación de series de 1ª orden	60
3.4.2 Cálculo de la significatividad de la tendencia	61
3.5 Tendencia en las temperaturas extremas	61
3.5.1 Tendencia en los eventos de temperaturas extremas	61
3.5.2 Tendencia de DFE	63
3.5.3 Tendencia de DCE	67
4. Análisis sinóptico	71
4.1 Situaciones sinópticas	72
4.2 Análisis de los patrones GWL en un día de extremo	72
4.3 Clasificación de los patrones GWL en un día de extremo	83
4.4 Análisis de tendencia en los patrones GWL	92
5. Conclusiones	94
6. Referencias	99
7. Anexos	112

Capítulo 1 – Introducción

En este capítulo se pretende situar el trabajo presentado dentro del campo de la Climatología. Para esto, se presenta sus objetivos y los motivos que fundamentaron la realización de esta memoria, así como, se citan algunos antecedentes bibliográficos que han podido contribuir de alguna forma como referencia y base de las técnicas empleadas en este trabajo. Se pone de manifiesto algunos trabajos que han sido realizados en torno de las temperaturas extremas en Europa.

1.1 Temperaturas extremas

Entre todas las variable climáticas, las temperaturas extremas despierta una atención particular por su relación directa asociadas al cambio climático (Anderson et al., 2005). Tanto la temperaturas mínimas, cuanto las máximas, afecta y generan serias consecuencias en sectores como el transporte, agricultura, energía o suministro de agua (NOAA, 1982) aunque su efecto más importante se produce sobre la salud humana. Las consecuencias directas con los valores extremos de frío o de calor son diversas; aunque el impacto de las temperaturas mínimas no sea tan claro como la producida por las olas de calor (Kalkstein et al., 1989; Kunst et al. 1993). Algunas veces, la asociación entre la mortalidad y las temperaturas extremas muestran como una temperatura de confort asociada al mínimo de mortalidad, y un incremento de esta para los valores extremos (Alberti et al., 1998). Este efecto de los extremos es claramente no lineal (Jendrietzky, 1996; Díaz et al., 2001); por otra parte, en regiones con clima templados, hay una asociación lineal entre la mortalidad y la temperatura (Keatinge et al., 2000, Frost et al, 1996).

Durante el siglo XX, se ha producido incrementos en la temperatura global del planeta de orden de $0,6^{\circ}\text{C}$ (Nicholls et al., 1996). Este incremento está asociado a incrementos de las temperaturas mínimas y de las máximas (Karl et al., 1991; Karl et al., 1993), aunque existen importantes diferencias dependiendo de la región del planeta que se considere, ya que estos incrementos no ocurren de forma homogénea sino concentrada alrededor de una región (Easterling et al., 1997). Estudios realizados por Jones et al (1999) y Karl et al (2000) han mostrado periodos de calentamientos significativos desde el final del siglo XIX hasta el momento actual.

Se observa tendencias crecientes tanto de las temperaturas mínimas como en las máximas en las regiones de América del Norte, Europa y Australia, habiéndose encontrado en todo los países analizados, disminución en el numero de eventos de días que producen heladas e incrementos de olas de calor (Easterling et al., 2000). Especifico a Europa, se ha confirmado que la mayoría

de los incrementos de temperaturas tienen concordancia con los periodos de incrementos a nivel global (Klein-Tank et al, 2002). Domonkos et al. (2003) analizaron los eventos de las temperaturas extremas en 11 ciudades del centro-sur europeo obteniendo resultados similares de incrementos de la temperatura. Recientemente, en 2003, se han registrado por toda Europa, records de temperaturas máximas tanto en las escalas mensuales (Schär et al, 2004), en la escala semanal (Trigo et al., 2005) hasta la escala diaria (Díaz et al., 2005). El verano de 2003, particularmente, gran parte de Europa, la temperatura media ha excedido en 3° C en relación al valor normal de los veranos de 1961-90 (Schär et al., 2004) teniendo los mayores incrementos de orden de 5° C (mismo periodo citado) en el centro de Francia, Suiza, norte de Italia y sur de Alemania; el inicio de agosto de este verano, ha sido el mes que se ha detectado las temperaturas más elevadas. De hecho, se han registrado temperaturas como de 41,5° C en Suiza o de 47,3° C en Portugal (Díaz et al., 2005).

Con estos incrementos constantes de temperaturas anual, es fácil de constatar, que se está originando un cambio en el rango de variabilidad en las zonas donde están siendo registrados estos incrementos (Prieto, 2003). Por lo tanto, lo que con anterioridad se consideraba como valor extremo de temperatura, ahora está pasando a formar parte de los valores frecuentes dando lugar a cambios en el medio ambiente e incrementos significativos en la frecuencia de los valores que se consideraban como temperaturas extremas.

1.2 Estado del arte

Se han realizados diversos trabajos en torno de las temperaturas extremas: o bien como, se centran en los aspectos concretos de las temperaturas máximas y mínimas o en el análisis temporal como sus extremos (DeGaetano et al., 1996). Aquellos que se centran en el análisis de las temperaturas mínimas o máximas, mayormente, tienen como objetivos, analizar los posibles impactos de

incrementos de los gases de efecto invernadero en la atmósfera provocados por la actividad humana.

Otros estudios de temperaturas extremas están asociados al impacto en la sociedad o ecosistema (Heino et al., 1999) como por ejemplo, los fenómenos de temperaturas extremas que implican pérdidas de: vidas humanas, económicas o ambas a la vez (Easterling et al., 2000b). En este grupo, muestran de cómo las temperaturas tienen un comportamiento zonal entre la mortalidad y temperatura (Alberti et al., 1997); tanto las temperaturas frías como las cálidas, causan desajustes fisiológicos y daños en órganos que conducen a enfermedades o la muerte (Mc. Michael et al., 1996). Es conocido que el exceso de calor causa estrés, empeoramiento de enfermedades y muerte como lo ocurrido en las intensas olas de calor de 2003 en Europa. Las personas de la tercera edad y los niños junto con las personas con enfermedades graves, especialmente las cardiovasculares son los que poseen un mayor riesgo. Socialmente, la población con menos medios son los más vulnerables debido a sus peores condiciones de vivienda, falta de aire acondicionado y mayor exposición a los efectos de la isla térmica urbana. Los impactos en la salud ocurren en intervalos del tiempo de 1 a 3 días posterior al inicio de una ola de calor, por ejemplo, siendo los mayores de 65 años los más sensibles a estos episódicos (García-Herrera et al., 2005; Díaz et al., 2002).

Un estudio que se destaca de cual ha servido como referencia para la presente memoria, ha sido el de DeGaetano (1996; 2002) cuyo análisis se realizó para la parte oriental de Estados Unidos y ha sido uno de los pioneros en analizar tendencias de extremos de temperatura; en su trabajo, analizó la frecuencia de temperaturas que superaban ciertos umbrales establecidos y ha verificado como los extremos de temperatura mínima poseía tendencia negativa y las temperaturas máximas tendencias positivas. El hecho de analizar la frecuencia de estos extremos conlleva a una mayor interpretación del análisis que simplemente analizar la intensidad de incremento o disminución en un estudio de tendencia.

En Europa, los trabajos realizados en torno del análisis temporal de las temperaturas mínimas y máximas están centrados únicamente a una región o a una ciudad europea en concreto. Entre estos estudios, se citan, por ejemplo, el de

Prieto et al (2003) realizando un análisis en el comportamiento de las temperaturas mínimas así como, sus extremos para la España Peninsular donde ha mostrado los patrones sinópticos asociados a la ocurrencias de días de frío extremo y además, realizó un estudio de tendencia donde se ha podido constatar tendencias negativas en la frecuencia anual de estos días de frío extremo. Domonkos et al (2003) realizó un análisis sobre la variabilidad de eventos de temperaturas extremas para once capitales del centro de Europa, precisamente en torno de Croacia, Hungría y Serbia donde ha relacionado los eventos de calor y frío ocurridos en estas regiones con la escala sinóptica.

Otros importante estudios realizado en Europa en torno de las temperaturas extremas han sido el proyecto llevado a cabo por Klein-Tank et al (2002) y por Goodess et al (2005). En el proyecto (European Climate Assessment (ECA) Project) de Klein-Tank, ha mostrado entre otros análisis, incrementos significativos en la temperatura media Europea a lo largo del periodo de 1946-99 mientras el proyecto de Goodess, ha consistido en realizar un modelo de downscaling estadístico (STARDEX) para la reconstrucción de eventos extremos con el objetivo de proporcionar panoramas futuros confiables y plausivos en torno de dichos fenómenos extremos. Ambos proyectos han sido hechos para las temperaturas extremas y también para la precipitación.

Founda et al. (2004) ha realizado un estudio de tendencias y de eventos de calor y de frío para Atenas, detectando incrementos de $1,2^{\circ}\text{C}$ en la media de las temperaturas de veranos y próximos a $0,4^{\circ}\text{C}$ en las temperaturas de invierno relativo al periodos de 1897 al 2001 mientras un estudio de tendencias realizado por Yan et al (2002) para ocho ciudades europeas y dos de China ha mostrado de cómo se ha producido un descenso significativos en los eventos de frío extremos e incrementos de calor en estas ciudades de orden de $2\text{-}3^{\circ}\text{C/década}$.

Estudios más recientes como el de Klarin et al (2007) han mostrado para los últimos 20 años indican que los eventos de frío extremo se calientan más rápidamente que los eventos de calor extremo (30% - 40% promedios globales). Además, Beniston et al (2007) han analizados escenarios futuros de las temperaturas máximas y han observado que Europa Central podría experimentar

el mismo número de días cálidos para 2100 como se observa actualmente en Europa meridional. Las regiones europeas proyectadas para ser las más afectadas en relación a los incrementos de las temperaturas máximas son la Península Ibérica, Europa central incluyendo las montañas, el litoral adriático del este, y Grecia meridional (Beniston et al, 2007; Kjellström et al., 2007).

Como se puede observar, mayormente los estudios realizados sobre temperaturas extremas están en torno de ciudades específicas, principalmente aquellos realizados para Europa que contempla solo para algunas ciudades europeas, con excepción a los proyecto de Klein-Tank y Goodess pero no contemplan la relación que existe entre las temperaturas extremas y la escala sinóptica, además, no enfocan en un análisis detallado de tendencias a respecto de la frecuencia anual de la ocurrencia de un día de frío o calor extremo similarmente al estudio realizado por DeGaetano mencionado anteriormente. Por lo tanto, la necesidad de cubrir este vacío, conlleva a la realización de esta memoria de tesis doctoral.

1.3 Objetivos

Los objetivos concretos de este trabajo se resumen en dos principales puntos:

1. Analizar el comportamiento de un conjunto de series diarias de temperaturas mínimas y máximas así como, sus extremos de diversos observatorios distribuidos por Europa y
2. Establecer una clasificación de las situaciones sinópticas más frecuentes en Europa que favorecen a la generación de los fenómenos de días de frío y de calor extremo.

Estos objetivos exigen la extracción de la información de interés contenida en los registros locales de temperatura mínima y máxima y la identificación de los principales patrones sinópticos que ocurren en Europa.

Capítulo 2 – Datos y Metodología

En este segundo capítulo se presenta el análisis y la selección de datos que se van utilizar, con el fin de que éstos se adecúen a los objetivos propuestos. El capítulo está estructura en dos secciones:

- 2.1 Se fundamenta en las series de temperatura: se describe la procedencia de los datos, la metodología aplicada a la hora de seleccionar las series de temperatura y las técnicas para remplazar series incompletas seleccionadas y los procedimientos de homogenización aplicados en dichas series de temperaturas.
- 2.2 Enfoca los datos referentes a las situaciones sinópticas: se describe su procedencia y se hace un resumen resaltando características de los patrones sinópticos involucrados en la presente memoria.

2.1 Selección de series de temperaturas

Las series de temperaturas utilizadas en esta memoria han sido tomadas del *European Climate Assessment (ECA) Dataset Project* (Klein-Tank et al., 2002) a través de su página web¹. Este conjunto de series proporciona una amplia cobertura espacial junto con una gran fiabilidad; las estaciones de medidas están distribuidas en 41 países Europeos y cuenta con un período de medidas, en la mayoría de las estaciones, superior a los 30 años de datos diarios (OMM, 1998); una característica primordial para un estudio de esta magnitud.

A pesar de esto, no todas las series de temperaturas disponibles han sido utilizadas. A la hora de seleccionarlas, se han considerados algunos criterios indispensables basado en los mismos procedimientos utilizados por Eischeid et al (1995; 2000) y Prieto (2003):

1. Poseer una cobertura temporal suficientemente extensa para realizar el estudio climático. Una serie temporal suficientemente larga, se puede aclarar la naturaleza de los ciclos y las posibles tendencias (Prieto et al., 2003).
2. Un número de datos perdidos suficientemente pequeños para que el error cometido a la hora de rellenar estos datos no influya en las características propias de la estación. La presente memoria ha considerado el percentil 7% como valor máximo de datos perdidos en una serie de temperatura. Este valor sigue los mismos principios de aplicabilidad en series temporales conforme descritos por Eischeid et al (1995).
3. Asegurar con la mayor certeza posible que la variabilidad de la serie se deba únicamente a factores climáticos. En los casos en que la estación presentase cualquier tipo de anomalías o datos erróneos, se desechaba de la selección.

¹ www.knmi.nl/samenw/eca

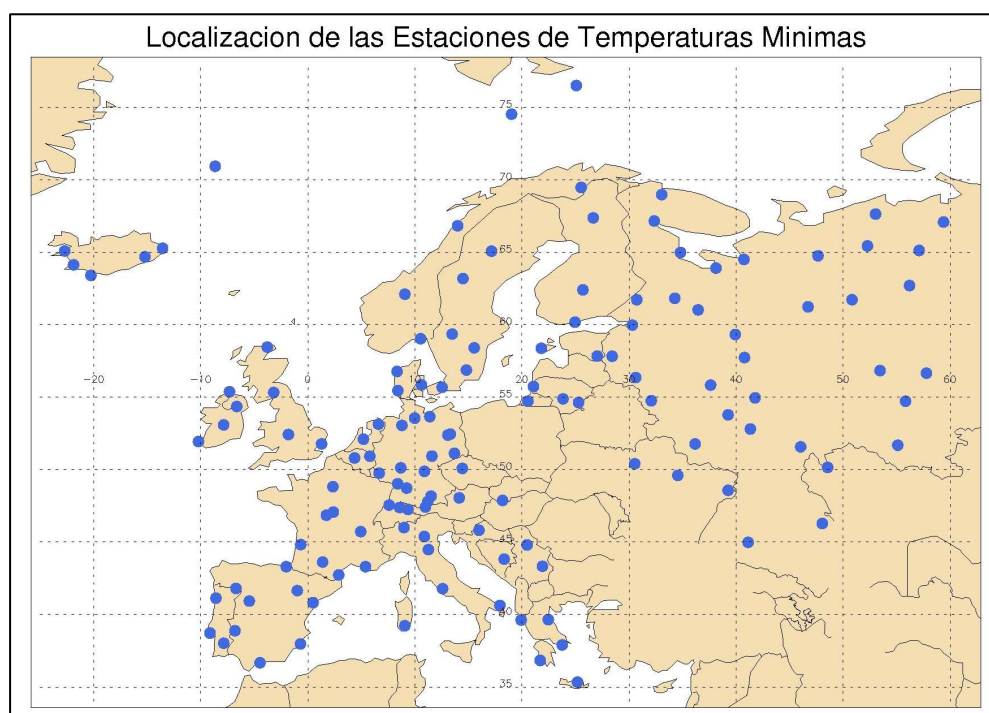
El período elegido para el estudio, ha sido entre el 1 de enero de 1955 hasta el 31 de diciembre de 1998, período en el cual se ha hecho posible seleccionar el mayor número de estaciones con series completas. Para la realización de estudios relacionados con extremos de temperaturas, es importante conocer con la mayor precisión posible los días en que se producen extremos, de esta forma, es esencial tener las series de temperaturas completas. Considerando los criterios de selección y el periodo mencionado, se han seleccionado las siguientes estaciones conforme se muestra en la Tabla 2.1, donde T_{MIN} representa las series de temperaturas mínimas y T_{MAX} las series de temperaturas máximas.

Tabla 2.1 – Estaciones de series de temperatura seleccionados a partir de ECA Dataset Project (Klein-Tank et al., 2002).

	Estaciones T_{MIN}	Estaciones T_{MAX}
Series Completas	55 (40,75%)	57 (44,88)
Series Incompletas	80 (59,25%)	70 (55,12%)
Total de series seleccionadas	135	127

La figura 2.1 se muestra la distribución espacial de cada estación de medida seleccionada.

a)



b)

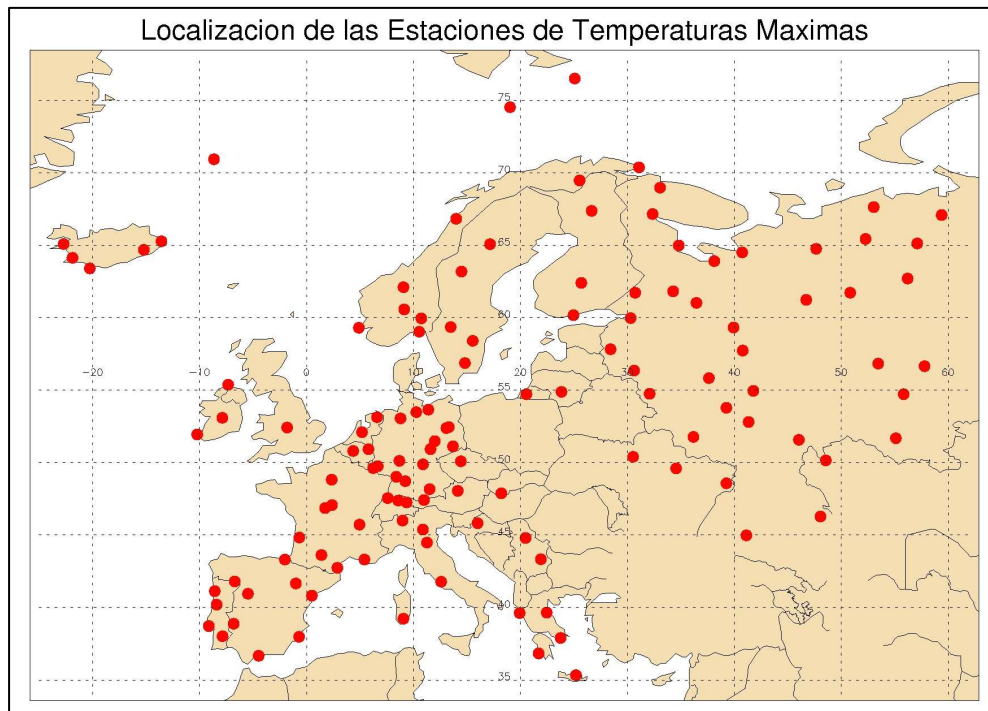


Figura 2.1 – a) Localización de las 135 estaciones de temperaturas mínimas seleccionadas distribuidas en Europa y b) localización de las 127 estaciones de temperaturas máximas seleccionadas distribuidas en Europa.

Se puede observar la falta de estaciones de medidas en Polonia, Eslovaquia y países del Este Europeo; las observaciones disponibles presentan excesivo número de datos perdidos de tal forma que no ha sido posible la selección de ninguna estación de esta región. Conforme descrito en la tabla 2.1, se han obtenido menos de 50% estaciones con series completas de temperatura lo que ha sido necesario utilizar técnicas de relleno para completar aquellas que han presentado datos perdidos. Al respecto de las estaciones que han presentado el número de datos perdidos, ha sido las estaciones T_{MIN668} , T_{MIN671} , T_{MAX664} y T_{MAX668} cuyos los valores han llegado próximos del 7% de datos perdidos; la mayoría de aquellas estaciones que han presentado datos perdidos no ha sido superior del 3%. En el Anexo I, se puede consultar detalladamente estos valores, además se muestra los datos de ubicación (Latitud / Longitud) de cada estación de medida seleccionada.

2.1.1 Series completas de temperaturas

En un análisis de esta magnitud, es de extrema importancia tener series completas de temperatura, ya que el estudio consiste en conocer los valores extremos. En vista que, del total de las series de temperaturas seleccionadas, menos de 50% han sido series completas, se hace necesario rellenar los datos perdidos en las restantes de las series para llevar a cabo el trabajo de extremos (ver tabla 2.1).

A la hora de realizar este proceso de relleno, se debe emplear métodos adecuados por los siguientes motivos, por ejemplo: (1) para estimar con la mayor fiabilidad posible la temperatura ocurrida en un cierto día o (2) una temperatura que sea reemplazada mediante un método inadecuado puede modificar seriamente los resultados.

Existen diferentes métodos actualmente para rellenar series de datos perdidos, la mayoría siguen un modelo probabilístico mediante procesos de interpolación de tal modo que mantiene las propiedades original de la series. La interpolación de los datos se busca realizar de la forma más realista, en este caso, a partir de las observaciones de las estaciones cercanas y que poseen excelentes correlaciones entre dichas estaciones; para eso, se hace necesario aplicar un método adecuado de interpolación como por ejemplo los propuestos por Kemp et al (1983), DeGaetano et al (1995) ó Schneider (2001). Además, se debe escoger diferentes métodos de interpolación para cada estación y escoger el que ofrezca los mejores resultados en cada caso. La razón de aplicar diferentes métodos está en factores como la orografía del terreno, la distribución espacial de las estaciones más cercanas o la resolución temporal con la que se quiera trabajar (Bennet et al., 1984) que pueden intervenir a la hora de rellenar los datos perdidos en una determinada serie.

Para la presente memoria, se ha aplicado la técnica propuesta por Eischeid et al (1995) y se ha seguido los mismos procedimientos utilizados por Prieto et al. (2003) a la hora que rellenar las series de temperatura que han presentado datos perdidos. La técnica de Eischeid, consiste básicamente en elegir de 1 a 4

estaciones de referencias que estén más próximas, posteriormente, se aplica diferentes métodos de interpolación y aquella que tiene la mejor correlación es elegida como serie de referencia para reemplazar los valores perdidos pertenecientes a la serie de corrección en ese mes; se realiza una previa reconstrucción de la serie normalizada a valores propios del mes. A continuación, se detalla los procedimientos utilizados para rellenar estas series incompletas.

2.1.1.1 Elección de series de referencia

Para elegir una serie de temperatura como serie referencia, primeramente se ha seleccionados 1 hasta 4 series de temperaturas más cercanas; Eischeid et al. (1995) observó que la elección de más de 4 estaciones de referencia no mejoraba significativamente los resultados. Además, se ha tenido presente la serie con el mayor coeficiente de correlación. Peterson et al (1994), consideran estos dos criterios como mínimos e ideales para obtener una serie de referencia.

Teniendo en cuenta estos parámetros, se han tomado como posibles series de referencias aquellas que cumplan con las siguientes condiciones:

1. Una distancia inferior de 450 km entre las estaciones.
2. Un coeficiente de correlación superior al 0,35; valor estadísticamente significativo al 95% a partir del cual se obtienen resultados suficientemente válidos ajustados a la serie original (Eischeid et al. (1995).
3. No poseer ningún dato perdido coincidente con la serie siendo reemplazada.

Para se calcular el coeficiente de correlación (2), se ha aplicado 5 diferentes métodos de interpolación de forma independiente y separada para cada uno de los meses que se han encontrado datos perdidos; la aplicación de diferentes

métodos es debido por lo que ya se ha comentado anteriormente. Por lo tanto, el primer paso ha sido la creación de series mensuales, tanto de la serie original, como de cada una de las estaciones de referencia, así como, su posterior normalización restando a cada dato de la serie el promedio total y dividiéndolo por su desviación estándar. De forma independiente para cada mes se calcularon cinco posibles series de correlación, cada una aplicando los cinco diferentes métodos de interpolación (Peterson et al., 1994). De esta forma, aquella que ha proporcionado la mayor correlación con la serie original, ha sido considerada como serie de correlación mensual y utilizada en ese mes y en esa estación concreta. Los métodos de interpolación utilizados en esta memoria han sido los siguientes:

1. **Método de la Razón Normalizada:** Este método de interpolación ha sido propuesto por Paulhus et al (1952) aunque la versión utilizada ha en el trabajo es una modificación del original realizada por Young (1992). El método consiste en dar pesos a las estaciones de referencia utilizando el algoritmo:

$$W_i = \frac{r_i^2(n_i - 2)}{1 - r_i^2} \quad (2.1)$$

Donde r_i es la correlación entre la serie de la estación de referencia y i la de estación a estimar, n es el número de puntos usados para el cálculo de la correlación y W_i el peso resultante.

2. **Método del Inverso de la Distancia:** Este método supone que las estaciones más cercanas son las que están más relacionadas con la estación a estimar. En este caso también se dan pesos a las distintas series de referencias a través del algoritmo:

$$W_i = \frac{1}{d_i} \quad (2.2)$$

Donde d_i es la distancia entre la estación de referencia, i es la estación a estimar y W_i el peso resultante.

3. **Regresión Múltiple:** Este método es una regresión lineal múltiple mediante mínimos cuadrados. Para recordar, la ecuación de regresión lineal múltiple es expresada por la **ecuación (2.3)**, donde las β son los coeficientes de la regresión que necesitan estimarse y las X las variables independientes. La continuación, muestra la ecuación de regresión lineal múltiple:

$$Y_j = \beta_1 + \beta_2 X_{1j} + \beta_3 X_{2j} + \dots + \beta_{k+1} X_{kj} + \varepsilon_j \quad (2.3)$$

Donde $\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_{k+1}$ son coeficientes de regresión y ε_j es el ruido.

4. **Mejor Estimador:** Este método consiste únicamente en escoger directamente el dato a partir de la estación que posea una mayor correlación. Generalmente cuando no se puede aplicar los otros métodos, se aplica este método.
5. **Media:** No es directamente un método de interpolación, sino que es una media de los cuatro anteriores. Su uso tiene en cuenta posibles cambios en el tiempo de la mejor técnica de estimación dando lugar a mejores resultados que cuando se consideran los distintos métodos por separado

Las tablas siguientes (2.2; 2.3), muestran un resumen de las características más destacadas de las estaciones con datos perdidos de series de temperaturas diarias. Se puede observar el código de la estación (ECA Dataset; Klein-Tank,

2002), número total de datos perdidos, valor relativo² de datos perdidos, número de meses diferentes en los que se han encontrados estos datos, método de interpolación que ha ofrecido la correlación máxima en alguno de los meses y la correlación máxima así como la mínima entre las series estimadas utilizadas y las originales.

Tabla 2.2 – Características de las estaciones con series de temperatura mínima que presentaran datos perdidos inferiores al 7%.

	Cód. ECA	N.º Datos Perdidos	% Datos Perdidos	Nº. Meses Diferentes	Método Interpolación	Correlación Máxima	Correlación Mínima
1	21	1	0.01%	1	4	0.90	0.83
2	59	365	2.27%	12	2, 4, 5	0.91	0.76
3	91	1	0.01%	1	4	0.85	0.77
4	95	2	0.01%	2	4	0.85	0.77
5	147	426	2.65%	12	4	0.96	0.84
6	171	31	0.19%	1	4	0.90	0.85
7	211	62	0.39%	2	4	0.95	0.86
8	221	16	0.10%	2	4	0.79	0.62
9	226	4	0.02%	4	4	0.87	0.71
10	236	5	0.03%	2	4	0.77	0.69
11	241	407	2.53%	12	4	0.86	0.53
12	248	72	0.45%	3	4	0.95	0.81
13	260	102	0.63%	3	4	0.94	0.81
14	268	31	0.19%	2	4	0.91	0.32
15	272	397	2.47%	7	4	0.97	0.68
16	276	2	0.01%	2	4	0.72	0.33
17	280	82	0.51%	4	4	0.80	0.08
18	284	1	0.01%	1	4	0.96	0.70
19	288	430	2.68%	8	4	0.93	0.39
20	292	1098	6.83%	12	4	0.90	0.36
21	296	15	0.09%	6	4	0.95	0.74
22	300	491	3.06%	10	4	0.92	0.68
23	304	402	2.50%	8	2, 4, 5	0.92	0.68
24	308	91	0.57%	3	2, 4	0.97	0.74
25	312	401	2.50%	10	2, 4	0.96	0.55
26	316	61	0.38%	12	4	0.97	0.70
27	320	375	2.33%	8	4	0.95	0.58
28	324	57	0.35%	3	4	0.90	0.15
29	328	32	0.20%	1	4	0.95	0.89
30	332	490	3.05%	10	4	0.88	0.67
31	336	32	0.20%	2	2, 4	0.96	0.80
32	340	417	2.59%	8	4	0.93	0.57
33	344	12	0.07%	3	4	0.94	0.34
34	348	398	2.48%	8	2	0.97	0.16
35	352	1	0.01%	1	4	0.83	0.14

² Percentil de datos perdidos: valor relativo correspondiente al número total de días del periodo de estudio frente al número de datos perdidos en la serie.

36	356	112	0.70%	11	2	0.97	0.61
37	360	32	0.20%	2	2	0.96	0.77
38	364	367	2.28%	7	4	0.96	0.44
39	368	1	0.01%	1	4	0.98	0.93
40	372	21	0.13%	2	4	0.93	0.47
41	376	6	0.04%	3	2	0.95	0.77
42	380	23	0.14%	10	4	0.95	0.77
43	384	488	3.04%	10	4	0.96	0.54
44	388	91	0.57%	3	4	0.96	0.60
45	392	367	2.28%	7	4	0.95	0.42
46	396	367	2.28%	7	2, 4	0.97	0.55
47	400	33	0.21%	3	4	0.96	0.75
48	404	379	2.36%	10	2, 4	0.96	0.71
49	408	464	2.89%	8	2, 4	0.97	0.63
50	427	62	0.39%	2	4	0.95	0.91
51	428	160	1.00%	7	4	0.95	0.88
52	429	550	3.42%	12	4	0.95	0.80
53	455	120	0.75%	4	4	0.83	0.74
54	555	39	0.24%	5	4	0.73	0.57
55	558	47	0.29%	5	4, 5	0.64	0.46
56	561	13	0.08%	2	4	0.70	0.60
57	564	28	0.17%	7	4	0.97	0.44
58	585	17	0.11%	1	2I	0.77	0.74
59	588	366	2.28%	12	1, 2, 3, 4, 5	0.46	0.19
60	594	487	3.03%	12	4	0.86	0.70
61	620	33	0.21%	3	4	0.95	0.83
62	624	61	0.38%	9	4	0.96	0.70
63	628	96	0.60%	12	4	0.96	0.74
64	664	1101	6.85%	12	4	0.91	0.62
65	667	7	0.04%	3	4	0.89	0.83
66	676	93	0.58%	12	4	0.92	0.72
67	711	147	0.91%	10	4	0.70	0.18
68	717	3	0.02%	3	4	0.88	0.74
69	723	3	0.02%	3	4	0.71	0.44
70	727	9	0.06%	7	1, 2, 3, 4, 5	0.55	0.17
71	733	294	1.83%	12	2, 4, 5	0.84	0.67
72	788	761	4.74%	12	4	0.91	0.67
73	792	730	4.54%	12	4	0.86	0.20
74	800	897	5.58%	12	4	0.96	0.52
75	811	1096	6.82%	12	4	0.88	0.66
76	815	1096	6.82%	12	4	0.93	0.79
77	907	61	0.38%	2	4	0.91	0.83
78	911	215	1.34%	5	4	0.89	0.69
79	917	3	0.02%	3	2	0.88	0.75
80	925	18	0.11%	8	4	0.71	0.49

Tabla 2.3–Características de las estaciones con series de temperatura máxima que presentaran datos perdidos inferiores al 7%.

	Cód. INMH	N.º Datos Perdidos	% Datos Perdidos	Nº. Meses Diferentes	Método Interpolación	Correlación Máxima	Correlación Mínima
1	061	365	2.27	12	4	0.93	0.82
2	096	2	0.01	2	4	0.85	0.75
3	149	426	2.65	12	4	0.97	0.90
4	173	31	0.19	1	4	0.95	0.91
5	213	62	0.39	2	4, 5	0.98	0.96
6	223	17	0.11	4	4	0.82	0.67
7	228	1	0.01	1	4	0.90	0.63
8	233	1	0.01	1	4	0.84	0.40
9	238	4	0.02	2	2, 4	0.77	0.64
10	243	400	2.49	12	4	0.88	0.40
11	262	92	0.57	5	4	0.94	0.21
12	270	45	0.28	3	4	0.92	0.34
13	274	398	2.48	7	4	0.96	0.79
14	278	2	0.01	2	4	0.81	0.40
15	282	62	0.39	3	4	0.82	0.21
16	286	1	0.01	1	2	0.96	0.93
17	290	430	2.68	8	4	0.94	0.50
18	294	1098	6.84	12	4	0.94	0.21
19	298	17	0.11	7	4	0.92	0.73
20	302	492	3.06	10	4	0.96	0.74
21	306	372	2.32	7	2, 4, 5	0.95	0.75
22	310	91	0.57	3	2, 4	0.96	0.74
23	314	401	2.5	10	4	0.97	0.64
24	318	61	0.38	12	4	0.97	0.66
25	322	373	2.32	8	4	0.97	0.67
26	326	1	0.01	1	4	0.90	0.33
27	330	2	0.01	2	2	0.96	0.90
28	334	490	3.05	10	4	0.96	0.79
29	338	34	0.21	2	2	0.96	0.87
30	342	424	2.64	9	4	0.95	0.53
31	346	1	0.01	1	4	0.95	0.41
32	350	398	2.48	8	2, 4	0.96	0.76
33	354	1	0.01	1	4	0.86	0.17
34	358	113	0.7	11	2	0.97	0.48
35	362	32	0.2	2	2	0.91	0.77
36	366	369	2.3	9	4	0.96	0.36
37	370	1	0.01	1	4	0.97	0.94
38	374	1	0.01	1	4	0.92	0.46
39	378	6	0.04	3	2, 4	0.95	0.83
40	382	23	0.14	10	2, 4	0.96	0.83
41	386	488	3.04	10	4	0.97	0.50
42	390	91	0.57	3	4	0.95	0.62
43	394	367	2.29	7	4	0.95	0.48
44	398	367	2.29	7	2, 4	0.97	0.59

45	402	36	0.22	4	4	0.96	0.81
46	406	379	2.36	10	2, 4	0.97	0.73
47	410	464	2.89	8	2, 4	0.97	0.73
48	457	120	0.75	4	4	0.85	0.66
49	559	48	0.3	7	4	0.79	0.44
50	562	13	0.08	2	4	0.74	0.68
51	565	30	0.19	7	4	0.87	0.31
52	587	334	2.08	11	4	0.77	0.56
53	590	365	2.27	12	1, 2, 3, 4, 5	0.54	0.15
54	596	487	3.03	12	2, 4	0.92	0.77
55	611	71	0.44	8	4	0.93	0.76
56	622	31	0.19	1	4	0.91	0.78
57	665	1100	6.85	12	4	0.97	0.68
58	668	7	0.04	3	2, 4	0.93	0.64
59	671	1120	6.97	12	4, 5	0.96	0.76
60	677	139	0.87	12	4	0.92	0.59
61	712	147	0.92	10	4, 5	0.74	0.09
62	718	3	0.02	3	2, 4	0.94	0.64
63	725	3	0.02	3	4	0.76	0.39
64	728	7	0.04	5	4	0.86	0.55
65	734	290	1.81	12	4, 5	0.91	0.63
66	790	761	4.74	12	4	0.91	0.30
67	794	730	4.55	12	4	0.92	0.42
68	802	928	5.78	12	4	0.96	0.45
69	813	1096	6.82	12	4	0.94	0.78
70	817	1096	6.82	12	4	0.96	0.83

Los cinco métodos de interpolación han ofrecido correlaciones estadísticamente significativas superiores al 90% siendo el método de interpolación 4 (Mejor Estimador) lo que mejores resultados ha ofrecido. Este hecho se debe fundamentalmente a la coincidencia en las mismas fechas de valores perdidos en la serie a estimar y en alguna de las de referencia, que hace de este método el único utilizable en esos casos.

2.1.1.2 Reconstrucción de la serie

El proceso total de obtención de series completas de temperatura finaliza posterior a la reconstrucción de la serie que han presentado datos faltantes. Para eso, se reemplazan aquellos valores perdidos correspondientes a la serie de corrección seleccionada. Estos valores son procedentes de una reconstrucción

previa de una serie normalizada. Esta etapa es la inversa a la normalización, es decir, se ha de multiplicar el valor normalizado de la serie estimada escogida por la desviación estándar de las temperaturas de dicho mes y por último, se le suma la media.

2.1.2 Homogenización de series de temperaturas

En los trabajos de climatología en general, es muy importante tener series temporales de calidad y que presente estabilidad de las series mensuales que son obtenidas (Della-Marta, et al., 2005). Se da una mayor importancia a estos factores cuando estos estudios se tratan de temperaturas, en nuestro caso, de extremos. Por lo tanto, necesariamente se debe tener series de temperaturas completas y además estas que sean homogéneas.

Se entiende como una serie de temperatura homogénea aquella donde las variaciones se deben únicamente a factores meteorológicos y climáticos (Conrad et al., 1962); otros factores llevan a lo que se denomina de inhomogeneidad en una serie temporal (Karl et al., 1988). Las principales inhomogeneidades que se puede producirse en una serie de temperatura está en función del:

1. Cambios en instrumentos, exposición y técnicas de medición (por ejemplo, cuando se introduce equipamiento tecnológicamente más avanzado);
2. Cambios en la ubicación de la estación;
3. Cambios en las horas de observación y métodos usados para calcular los promedios diarios;

4. Cambios en el ambiente de la estación, particularmente urbanización (por ejemplo, el crecimiento de una ciudad alrededor de una estación meteorológica preexistente).

Estos factores, entre otros, pueden inducir alteraciones en los registros lo que presupone que cualquier resultado que se obtenga de su análisis no será fiable. Estudios previos (Easterling et al., 1992; Peterson et al., 1994) muestran cómo las inhomogeneidades en las serie pueden falsear el coeficiente de correlación que tendrían esas mismas series si no tuviera dicha discontinuidad; estos estudios revelaron que al considerar pares de series posibles de la referencia, las discontinuidades en uno o de ambas de las series que se están comparando pueden alterar drásticamente el coeficiente de correlación. Si las discontinuidades en ambas series son de magnitud y de dirección comparables, entonces el coeficiente de correlación es superior e inversamente si las discontinuidades están en dirección opuesta, lo que resulta es una correlación más baja. La corrección de dichas discontinuidades plantea un problema final de no fácil solución. ¿Cómo saber si la inhomogeneidad detectada es una discontinuidad originada por causas humanas en la toma de datos? Muchas veces la solución no es tan fácil de resolver; si tenemos series de temperaturas precisas, con datos completos y exactos, se conocen los metadatos o factores no-climáticos o externos que afecta la serie; la determinación de las inhomogeneidades se convierte en una cuestión conceptual trivial de examinar.

Existen diversos métodos para reconocer la estabilidad y homogeneidad de una serie de datos (Lanzante, 1996, y Peterson et al., 1998a y 1998b), que en último término dependen de las disponibilidades de programas informáticos; lo habitual es estimar la homogeneidad a partir de la construcción de las llamadas series de referencia (Peterson et al., 1994; 1998a).

Para la presente memoria, la comprobación de la homogeneidad en las series de temperaturas se ha realizado a partir de un método similar utilizado por Prieto (2003) y Easterling et al (1995) que consiste primeramente en crear series de referencias homogéneas a partir de estaciones cercanas. Posterior, se hace una

búsqueda de discontinuidad en toda la serie donde, en caso de detectar, se divide la serie en dos partes: (1) antes y (2) después de la discontinuidad encontrada, aplicándose novalmente el proceso de búsqueda de discontinuidad en ambas partes. Finalmente, se reconstruye la serie añadiendo a los datos pertenecientes a las discontinuidades detectadas. La figura 2.3 muestra un esquema del procedimiento utilizado para homogenizar las series de temperaturas en este estudio.

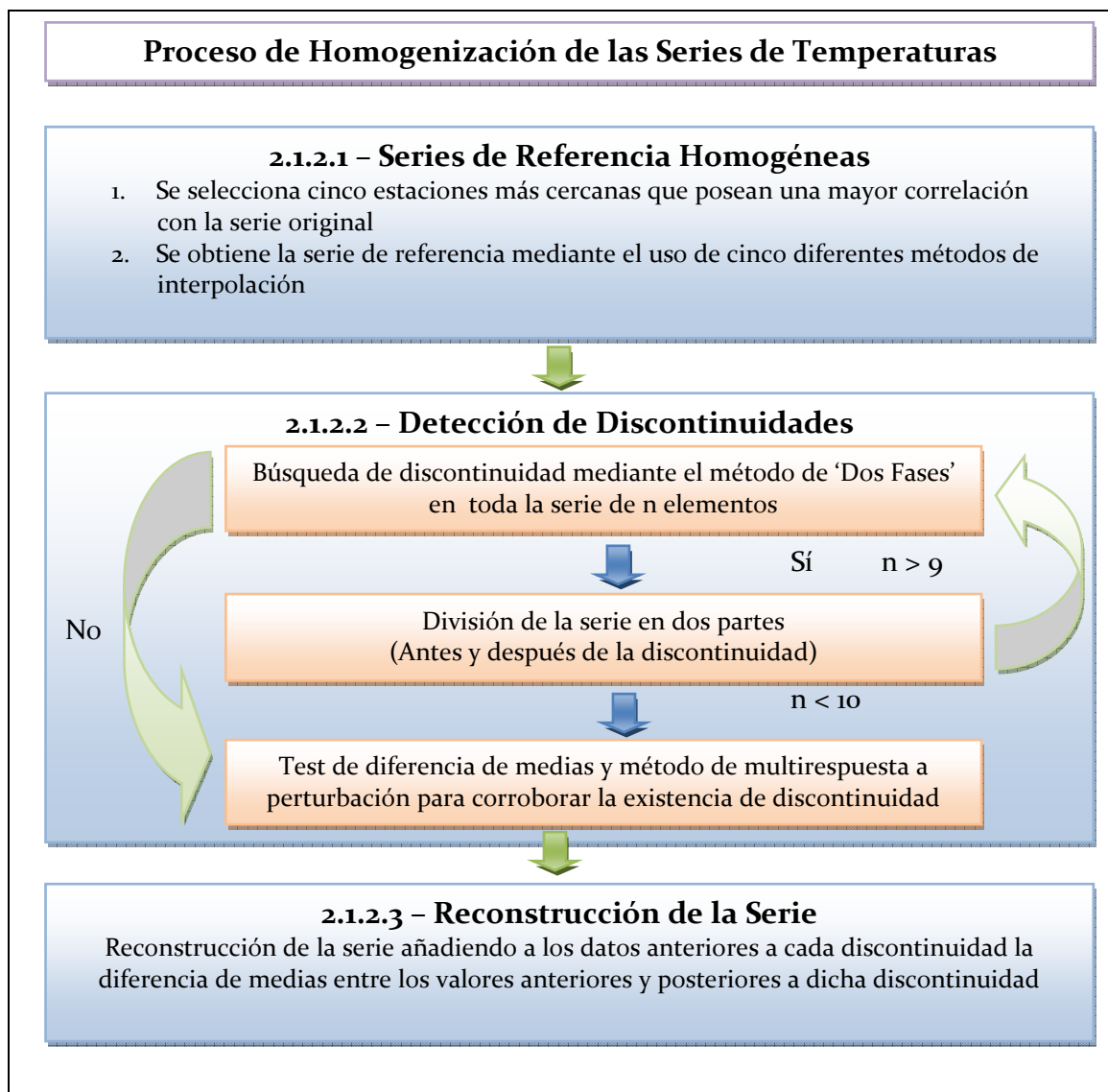


Figura 2.3 – Esquema del proceso utilizado para la homogenización de las series de temperatura

2.1.2.1 Series de referencia homogéneas

La técnica utilizada para construir las series de referencias homogéneas ha sido la desarrollada por Peterson et al (1994) y ha sido utilizada posteriormente por Global Historical Climatology Network (Vose et al., 1992) y Prieto et al (2003). La técnica permite crear series de referencias homogéneas a partir de estaciones cercanas basándose en series de medias anuales. Por lo tanto, se crean inicialmente 127 series de temperaturas máximas medias anuales y de 135 series de temperaturas mínimas medias anuales.

La construcción de una serie de referencia homogénea para una estación en concreto se debe realizar a partir de las estaciones próximas que presentan una variabilidad similar. Al igual que Peterson et al (1994), se han tomado cinco estaciones cercanas teniendo en cuenta el mayor coeficiente de correlación entre las estaciones. Para minimizar errores que puede generar a la hora de calcular los coeficientes de correlación a partir de series de medias anuales, se trabaja con series de diferencias (Peterson et al., 1997) a partir de las series de temperatura máxima o mínima anual definidas como:

$$\left(\frac{\Delta T}{\Delta t} \right)_i = T_{i+1} - T_i \quad (2.4)$$

Estas series representan de igual forma la variabilidad de la serie original de medias anuales pero en el caso de existir una discontinuidad, esta sólo va a afectar a dos elementos. Este hecho hace que el valor del coeficiente de correlación muestre la similitud de la variabilidad de ambas series y no vea falseado por discontinuidades.

Posterior a las cinco estaciones cercanas seleccionadas, se establece un método de interpolación. Peterson et al (1994) en un estudio similar, establecieron cinco diferentes métodos a la hora de realizar este proceso; la presente memoria ha utilizado los mismos procedimientos. De hecho, los métodos emplearon han sido:

1. Análisis de discriminación múltiple (Miller, 1962);
2. Regresión lineal múltiple;
3. Media ponderada por el cuadrado del coeficiente de correlación;
4. Anomalía normalizada y
5. Media de los cuatro métodos anteriores.

De todos, el método 3 (media ponderada), ha sido lo que ha ofrecido mejores resultados. Pero, al utilizar este método y introduciendo como entrada las 5 series de diferencias de estaciones cercanas, produce unos valores de referencia pero en forma de series de diferencias, lo que se necesita convertir otra vez a valores de medias; para eso simplemente se despeja la ecuación 2.4 para se obtener el término T_i necesario en este proceso.

$$T_i = T_{i+1} - \left(\frac{\Delta T}{\Delta t} \right)_i \quad (2.5)$$

Esta reconstrucción de la serie de referencia se realiza tomando como punto de partida el valor de la serie original del último año y calculando los valores retrocediendo en el tiempo. De esta forma se asegura que el ultimo valor de la serie de referencia coincida con el de la serie original, en cual, por ser el más actual, se supone que es válido y no presente ninguna inhomogeneidad (Prieto et al., 2003).

Aplicando este proceso, se crea una serie de referencia de temperatura media anual para cada una de las estaciones seleccionadas supuestamente libres de inhomogeneidades. Estas series de referencias creadas, se utiliza en el resto del proceso.

2.1.2.2 Detección de discontinuidades

El proceso de homogenización en las series de temperaturas sigue realizando una búsqueda de posibles puntos de discontinuidad. Para eso, se aplica el mismo método utilizado por Easterling et al (1995) y Prieto (2003). En método está configurado en tres partes: (1) se detecta puntos de discontinuidades en la serie a partir de un modelo de regresión en dos fases, (2) se realiza un test de media en caso de que (1) encuentre algún punto de discontinuidad ficticio (Lund et al., 2002), (3) se aplica un posterior método en aquellos candidatos que han pasado por (2) a fin de distinguir conjuntos diferentes de puntos estadísticamente significativos dentro de una serie. Al aplicar el procedimiento (2) y (3), se asegura que el punto detectado corresponde con la mayor fiabilidad posible, una discontinuidad no climática. A continuación, se describe en detalles la aplicación de estos tres métodos:

1. **Método de regresión en dos fases [u]:** introducido inicialmente por Solow (1987) en un estudio de series climáticas, el método trata de buscar candidatos a lo largo de la serie que pueda ser puntos de discontinuidades. El primer paso consiste en la creación de una serie de diferencias; esta serie es la diferencia entre la serie de medias anuales de una estación a corregir y la de referencia. La nueva serie de diferencia se ajusta a partir de una regresión lineal simple y se calcula la suma de los cuadrados de los residuos (RSS_1). A continuación, cada uno de los puntos de la serie se divide en dos partes, antes y después del punto seleccionado, y se procede del mismo modo calculando la suma del cuadrado de residuos para cada una de las sub-series. Posteriormente se suman estos dos valores obteniéndose para cada uno de los puntos de la serie un nuevo valor (RSS_2). Aquel punto de la serie que tenga un valor menor de RSS_2 será considerado como punto de discontinuidad

potencial. La significatividad de este punto se calcula mediante el estadístico U propuesto por Solow (1987):

$$U = \frac{\left[\frac{(RSS_1 - RSS_2)}{3} \right]}{\left[\frac{RSS_2}{(n-4)} \right]} \quad (2.6)$$

Donde n es el número de elementos de la serie. Este estadístico se distribuye mediante una distribución F con 3 y n-4 grados de libertad.

Encontrada una discontinuidad potencial, se procede a buscar nuevos posibles candidatos en cada una sub-serie en las que ha quedado dividida la serie original, realizándose los mismos procedimientos hasta que el punto RSS₂ no tenga un estadístico U significativo o bien que la serie tenga menos de 10 elementos, ya que se han considerado cinco datos para el cálculo de la regresión lineal.

2. **Test de medias [z]:** con la discontinuidad potencial detectada en cada serie, se procede a aplicar un test de diferencia de medias entre las partes de la serie antes y después de cada punto de discontinuidad, tomando como límites de la serie el resto de posibles puntos de discontinuidad potencial. Se ha considerado un test de diferencia de medias de muestras independientes donde el estadístico es:

$$z = \frac{\overline{x_1} - \overline{x_2}}{\sqrt{\left[\left(\frac{s_1^2}{n_1} \right) + \left(\frac{s_2^2}{n_2} \right) \right]}} \quad (2.7)$$

Donde \bar{x}_i es la media, s_i^2 es la varianza y n_i el número de datos de cada serie. Este estadístico z se distribuye como una distribución normal. Aplicando este test, asegura que está ocurriendo una discontinuidad en la serie y no únicamente un cambio en la tendencia.

3. **Procedimiento de multirespuesta a permutación [MRPP]:** El MRPP proporciona una prueba de si hay una diferencia significativa entre dos o más grupos de unidades de muestreo. El MRPP trata de distinguir conjuntos diferentes de puntos de discontinuidad estadísticamente significativos dentro de la serie en aquellos candidatos que han pasado $[z]$. El MRPP, ha sido un método desarrollado por Mielke et al. (1981) para calcular la distancia euclídea entre puntos y comprobar la distancia media dentro de un grupo es estadísticamente menor (95%) que cualquier posible grupo que se pueda formar al azar con los puntos de una serie. Al aplicar este método, se realiza una comparación fiable entre dos subconjuntos de medias independientemente del tipo de datos con los que se trabaje y se evita problemas que pueden presentarse cuando se utiliza técnicas estadísticas paramétricas como por ejemplo los análisis de la varianza, tanto univariantes como multivariantes. En el caso del MRPP y similar a otros métodos estadísticos no paramétricos, depende únicamente del conjunto de datos a tratar sin tener que hacer ninguna suposición sobre ellos. A continuación, se describe el método MRPP utilizando las mismas notaciones hechas por Mielke et al (1976) y Mielke (1979).

Sea la matriz Ω :

$$\Omega = \{\omega_1, \dots, \omega_N\} \quad (2.8)$$

Definida por una población de N objetos siendo:

$$X_i = [x_{i1}, \dots, x_{ir}] \quad (2.9)$$

Donde r es las medidas de un objeto. En el caso de valores medios anuales $r = 1$, se obtiene una única medida por objeto. Son considerados también dos subconjuntos de objetos S_1 y S_2 con n_1 y n_2 elementos cada uno (N en conjunto), y la definición de distancia euclídea entre dos objetos es dada por:

$$\Delta_{i,j} = \|X_i - X_j\| \quad (2.10)$$

Para el caso particular de $r = 1$, se tiene:

$$\Delta_{i,j} = (x_i - x_j) \quad (2.11)$$

Este test está basado en la suposición de que los dos subgrupos de objetos son independientes entre sí, cuando la distancia entre un objeto de un mismo grupo es mínima. Para ello se procede de la siguiente forma:

(1) se calcula las distancias entre todos los pares de objetos pertenecientes a los dos subconjuntos obteniéndose un conjunto de distancia iguales a:

$$C_{N,2} = \frac{N!}{2!(N-2)!} \quad (2.12)$$

(2) el promedio de distancia dentro de un mismo grupo será:

$$\xi_A = C_{N_A,2} \cdot \sum \Delta_{i,j} \quad (2.13)$$

Una medida o estadístico que describa la separación entre elementos de los dos subgrupos es una simple media ponderada dada por:

$$\delta = \left(\frac{n_1}{N}\right)\xi_1 + \left(\frac{n_2}{N}\right)\xi_2 \quad (2.14)$$

De esta forma, valores pequeños del estadístico δ indican una mayor tendencia al agrupamiento de estos elementos, mientras que valores altos lo harán de ausencia de agrupamiento. Ahora, se necesita establecer el límite de significatividad para considerar un valor obtenido del estadístico δ como un agrupamiento. En este momento, se calculan los estadísticos δ de todas las posibles combinaciones de dos subconjuntos con el mismo número de elementos y con los mismos objetos iniciales de tal forma que este número de combinaciones posible sea:

$$M = C_{N,n_A} = C_{N,n_B} \quad (2.15)$$

Se ha aplicado en el caso más desfavorable en este análisis a dos grupos de 12 elementos, donde se ha obtenido un valor de M aproximado de 2.700.000 combinaciones posibles. A partir de todas estas combinaciones, se obtiene una distribución del estadístico δ permitiendo realizar un test de hipótesis sobre dicho valor δ obtenido entre los dos grupos de datos originales, donde se permite realizar afirmaciones acerca de considerar si los dos grupos de elementos pertenecen a un mismo grupo con unas características determinadas, o por contrario son completamente independientes.

El MRPP ha sido aplicado a los candidatos potenciales mediante los mismos procedimientos desarrollados por Karl et al (1987) donde se toman, 12 años antes y después de la discontinuidad potencial, o bien, hasta que se encuentre otro candidato.

2.1.2.3 Reconstrucción de la serie

Una vez que han detectado los puntos de discontinuidades, posterior a la aplicación de los métodos de z y MRPP, se reconstruye la serie desde el final hasta su principio. Los datos entre el último año y la primera discontinuidad se mantendrán, pero a partir de esta discontinuidad se deberá eliminar el error producido por la discontinuidad. Este error se calcula considerando una ventana similar a la del MRPP (12 años) y calculando la media antes y después del punto. Esta diferencia de medias es la que se debe sustraer a todos los puntos de la serie desde el principio. De forma similar se procede con el resto de discontinuidad encontrada corrigiendo siempre todos los valores desde el principio de la serie.

Finalmente, todas las series de temperaturas seleccionadas que han pasado por este proceso, han sido corregidas y se han quedado libres de inhomogeneidades utilizándose a lo largo de este estudio. A continuación, en la sección 2.2, se describe la segunda parte de este capítulo donde se comenta la procedencia de las situaciones sinópticas utilizadas en la presente memoria; se hace un resumen de las características principales de cada una de estas situaciones sinópticas.

2.2 Situaciones sinópticas

Las situaciones sinópticas empleadas en la presente memoria, es procedente de la clasificación sinóptica realizada por P. Hess y H. Brezowsky (Hess et al., 1977; Gerstengarbe et al, 1993; Gerstengarbe et al., 1999). La clasificación de Hess-Brezowsky (HB) reconoce tres grupos de macro-circulación (Großwettertypen): GWTo1 zonal, GWTo2 mixta y GWTo3 meridional, componiendo cada grupo con patrones sinópticos (Großwetterlagen-GWL) de similares características y totalizados en 30 sub-tipos de circulación. Cuenta con un periodo de medidas superior a los 100 años (1881-2000) y actualmente es referencia para estudios climatológicos relacionados con la circulación general de la atmósfera. Se hace constar que Fink et al (2004) ha utilizado el catalogo HB para un análisis de olas de calor ocurridas en 2003, además, Domonkos et al (2003) y J. Kysely (2004) utilizaron como referencia para un estudio de extremos de temperatura para el centro Europa. Quénot et al (2008) realizó un análisis de temperatura y precipitación en la región de Bretaña Francesa teniendo presente la clasificación de HB.

Se podrían mencionar otros estudios que han utilizado el catalogo HB, pero no es el caso y si relacionar aquellos patrones sinópticos que generan días de temperaturas extremos aprovechando como base esta clasificación.

2.2.1 Clasificación de Hess-Brezowsky (HB)

La tabla 2.3 muestra la clasificación HB, se puede observar los 3 grupos de macro-circulación GWT así como los respectivos sub-tipos (GWL) con sus debidas abreviaciones y nomenclaturas originales. Los grupos de macro-circulación están basados en los valores de la distribución de presión en la atmósfera a nivel de mar (SLP) y de 500hPa, además, se caracterizan por las posiciones de los centros de altas y bajas presiones así como sus desplazamientos en latitudes medias sobre el océano Atlántico y continente Europeo.

Tabla 2.3: Clasificación sinóptica de Hess-Brezowsky.

Tipo Principal (GWT) Circulación	GWT Abrev.	Sub-tipo (GWL)	GWL Abrev.	GWL Código
GWT01 – Circulación zonal				
Oeste	W	Ciclón del Oeste	WZ	02
		Anticiclón del Oeste	WA	01
		Flujos del Oeste	WW	04
		Ciclón de Suroeste	WS	03
GWT02 – Circulación mixta				
Anticiclón Europa Central	HM	Anticiclón Centro-Europa	HM	09
		Anticiclón Norte-España	BM	10
Ciclón Europa Central	TM	Baja Centro-Europa	TM	11
Suroeste	SW	Anticiclón del Suroeste	SWA	05
		Ciclón del Suroeste	SWZ	06
Noroeste	NW	Anticiclón Noroeste	NWA	07
		Ciclón Noroeste	NWZ	08
GWT03 – Circulación meridional				
Este	E	Anticiclón Escandinavia	HFA	20
		Anticiclón Noruega	HNFA	22
		Ciclón Escandinavia	HFZ	21
		Ciclón Norte- Noruega	HNFZ	23
Sur	S	Anticiclón del Sur	SA	26
		Ciclón del Sur	SZ	27
		Bajas Islas Británicas	TB	28
		Baja Norte Inglaterra	TRW	29
Sureste	SE	Anticiclón Sureste	SEA	24
		Ciclón Sureste	SEZ	25
Norte	N	Anticiclón del Norte	NA	12
		Ciclón del Norte	NZ	13
		Anticiclón Noroeste-Islandia	HNA	14
		Ciclón Sur-Noruega	HNZ	15
		Anticiclón Islas Británicas	HB	16
		Anticiclón Norte-Azores	TRM	17
Noroeste	NE	Anticiclón Noroeste-Inglaterra	NEA	18
		Ciclón Noroeste-Islandia	NEZ	19
Otros		Indefinidos	U	30

La circulación zonal (GWT01), por ejemplo, se caracteriza por flujos de vientos que desplazan de oeste para este con zonas de baja presiones moviéndose en este sentido desde el este del océano Atlántico al norte del continente Europeo, mientras que la circulación mixta (GWT02) y meridional (GWT03) son caracterizadas por flujos de vientos menos activo produciendo zonas de bloqueo y/o situaciones de pantanos barométricos.

2.2.2 Características de los patrones sinópticos GWL

En este apartado, se describen las principales características de las 29 situaciones sinópticas GWL que han sido observadas en los mapas de gradiente de temperatura y de presión atmosférica a nivel de superficie (SLP) y en 500 hPa de cada situaciones sinópticas GWL; para mayores detalles de las situaciones GWL, se pueden observar directamente los mapas de SLP y 500hPa (HB) disponibles en el Anexo II.

1. **GWLo1 Anticiclón del Oeste (WA):** situación anticiclónica definida por la posición del anticiclón al norte de España y al sur de Inglaterra cuyos vientos son introducidos del suroeste. Al oeste de Irlanda se encuentra una baja y los vientos que son introducidos al centro de Europa provienen del oeste. En la costa mediterránea, se encuentra una baja cuyo centro se sitúa sobre las islas de Sicilia, introduciendo vientos del Mediterráneo hacia la Península Ibérica. En 500 hPa, sobre el océano Atlántico y en la misma posición del anticiclón, existe una dorsal cuyo eje está dirigido al suroeste-noreste mientras en el norte de Italia se encuentra una vaguada muy profunda teniendo lugar una fuerte inestabilidad en esta región. La situación GWLo1 es típica de bloqueo y afecta a toda la parte central de Europa.

2. **GWLo2 Ciclón del Oeste (WZ):** esta situación está caracterizada por una baja de 985 hPa al norte de Inglaterra que introduce vientos al norte y centro de Europa procedentes del oeste. En el sur de Europa, existe un anticiclón a una latitud aproximada de 45 grados.

Esta situación sinóptica corresponde a una situación típica de NAO³ positiva. En 500 hPa, en la posición correspondiente del ciclón, existe una débil vaguada cuya la temperatura es de -30 grados introduciendo vientos sobre Europa procedentes del noroeste; estos vientos cuando llegan sobre Europa central, giran hacia noreste. En el sur de Europa se observa una débil dorsal que afecta a la Península Ibérica e Itálica.

3. **GWLo3 Ciclón de Suroeste (WS):** esta situación sinóptica viene definida por una baja centrado en el norte de Ucrania con vientos procedente del océano Atlántico que atraviesan la Península Ibérica girando en el norte de Grecia hacia Ucrania. En altura de 500 hPa se observa una vaguada que se encuentra centrada en el norte de Noruega cuya temperatura mínima es de -40 grados. Los vientos en altura son del oeste y noreste.
4. **GWLo4 Flujos del Oeste (WW):** caracterizada por un anticiclón en los azores y una baja en Irlanda que introduce sobre Europa central, vientos de componente Noroeste. En la Península Ibérica, introduce vientos de componente Norte muy débiles. En altura de 500 hPa los vientos son de oeste girando hacia el suroeste sobre Europa central. Se observa una dorsal cuyo eje está orientado de norte-sur y la temperatura es de -20 grados.
5. **GWLo5 Anticiclón del Suroeste (SWA):** caracterizada por un anticiclón centrado sobre el norte de Europa y una baja en Polonia introduciendo sobre Europa central vientos de componente suroeste, sin embargo, al sur de Europa los vientos son muy débiles

³ NAO – North Atlantic Oscillation (Oscilación de Atlántico Norte): es la principal modo de variabilidad climática sobre el Atlántico Norte, y desempeña un papel importante en las variaciones del tiempo y el clima sobre el litoral del Este de América del Norte, el Atlántico Norte y el Continente de Eurasia.

lo que produce una situación de pantano barométrico. En 500 hPa, está regida por una profunda dorsal cuyo eje es de dirección suroeste y sobre Europa central una débil vaguada con vientos de componente suroeste rolando hacia sureste; la temperatura en altura es de -20 grados.

6. **GWLo6 Ciclón del Suroeste (SWZ):** caracterizadas por flujos del suroeste y regidos por una cadena de ciclones: el primer ciclón situado a 45° de latitud y 35° de longitud (Océano Atlántico), el segundo a 50° latitud y 0° Longitud y otro a 68° de latitud y 25° de longitud lo que introduce en toda Europa, vientos de componente suroeste. En altura de 500 hPa se encuentra una vaguada sobre Europa central y la temperatura es de -40 grados.
7. **GWLo7 Anticiclón del Noroeste (NWA):** al suroeste de Inglaterra se encuentra un anticiclón muy potente y al norte de Noruega una baja, con lo cual se introducen vientos del noroeste sobre Europa central y vientos del noreste sobre la Península Ibérica. En 500 hPa al sur de Inglaterra y en el océano Atlántico existe una configuración omega típica, que introduce vientos de componente noroeste sobre toda Europa; la temperatura en altura es de -30 grados.
8. **GWLo8 Ciclón del Noroeste (NWZ):** esta situación sinóptica viene caracterizada por un anticiclón centrado en el norte de la Península Ibérica, una baja al suroeste de Irlanda con la cual origina flujos de vientos de componente noroeste en Europa central. En 500 hPa existe una dorsal con eje norte-sur a lo Este de Europa mientras en Europa central una vaguada orientada con la misma dirección; la temperatura en altura es de -30 grados.

9. **GWLog Anticiclón Centro-Europa (HM):** caracterizada por un anticiclón de gran espesor sobre el centro de Europa y borrascas situadas en el océano Atlántico al norte de Irlanda. En 500 hPa, se encuentra una dorsal cuyo eje es de norte-sur al oeste de Europa; la temperatura mínima es de -30 grados.
10. **GWL10 Anticiclón Norte-España (BM):** caracterizada por un anticiclón situado al sur de Francia y norte de la Península Ibérica introduce vientos en Europa central de componente suroeste. En el Mediterráneo Oriental, existe una baja, con lo cual introduce vientos del sur hacia el centro europeo. Debido al gran espesor y persistencia del anticiclón, esta situación produce fenómenos extremos, tanto en invierno como en verano. En 500 hPa, toda Europa se ve afectada por una dorsal ubicada en el norte de la Península Ibérica cuya eje es de dirección suroeste-noreste, además, en el Mediterráneo oriental se encuentra una vaguada; la temperatura mínima en esta altura es de -30 grados.
11. **GWL11 Baja Centro-Europa (TM):** caracterizada por una baja centrada en el norte de Alemania y un débil anticiclón centrado en Irlanda produce flujos de noroeste sobre las islas Británicas mientras en la región mediterránea se produce una situación de pantano barométrico. En 500 hPa, existe una vaguada centrada en el sur de Suecia con una temperatura de -20 grados.
12. **GWL12 Anticiclón del Norte (NA):** caracterizada por un débil anticiclón situado a 48° de latitud y 39° de longitud. En el norte de Alemania, existe una baja relativa de poca profundidad y en el oeste de Europa se encuentra una situación de pantano barométrico que no produce ningún tipo de flujo, sin embargo, Europa central, se ve afectado por flujos de componentes del norte. En 500 hPa, existe

una dorsal sobre el oeste de Europa con eje suroeste-noreste pasando por la vertical de Madrid y Londres. Al norte de Alemania, se encuentra una vaguada cerrada con una temperatura mínima de -20 grados. Esta situación sinóptica no debe producir ninguno tipo de fenómeno extremo.

13. **GWL₁₃ Ciclón del Norte (NZ):** un ciclón centrado en el norte de Alemania y un débil anticiclón sobre Inglaterra proporcionan vientos del suroeste y vientos del norte en Noruega, Suecia y Alemania, caracterizan esta situación sinóptica. En altura de 500 hPa, sobre el oeste de Francia y norte de España, presenta una configuración omega típica y los vientos que son introducidos en Europa son de componente noroeste.
14. **GWL₁₄ Anticiclón Noroeste-Islandia (HNA):** caracterizada por dos anticiclones débiles situados en las Azores y al norte de Inglaterra. En Lituania y Estonia, se encuentra una baja produciendo sobre Europa central vientos de componente norte. En el Mediterráneo se produce una situación de pantano barométrico. En 500 hPa, esta situación sinóptica está regida por una dorsal con eje norte-sur y una vaguada en Europa central introduciendo vientos de componente noroeste.
15. **GWL₁₅ Ciclón Sur-Noruega (HNZ):** un anticiclón al norte de Noruega y dos núcleos de baja sobre el norte de Alemania, esta situación sinóptica produce circulaciones cerradas asociadas a dos frentes ocluidos. El sur de Europa se ve afectada por una situación de pantano barométrico. En altura, a 500 hPa, existe una correspondencia entre el anticiclón y los dos centros de bajas presiones. El flujo que llegan al sur de Europa es de componente noroeste.

16. **GWL16 Anticiclón Islas Británicas:** caracterizada por un anticiclón centrado sobre las islas Británicas, produce flujos de vientos del norte sobre Europa central y sobre la Península Ibérica. El Mediterráneo oriental no se ve afectado por ningún tipo de flujo. En 500 hPa, se encuentra una configuración omega con eje de la dorsal norte-sur centrada en las islas Británicas produciendo vientos de componente norte sobre Europa central y la Península Ibérica.
17. **GWL17 Anticiclón Norte-Azores (TRM):** situación sinóptica anticiclónica cuyo centro de alta presión se ubica al norte de las Azores introduciendo en Europa central, vientos del noroeste. Al norte de Lituania, existe una baja que introduce vientos siberianos sobre Noruega y Suecia desplazando se hacia Alemania y países de alrededor. A nivel de 500 hPa, se encuentra una dorsal en el océano Atlántico y al norte de Italia, una vaguada dando lugar a vientos del noroeste hasta el centro de Europa; la temperatura mínima se corresponde con -20 grados.
18. **GWL18 Anticiclón Noroeste-Inglaterra (NEA):** un anticiclón que se extiende desde el océano Atlántico subtropical hasta Inglaterra y norte de Lituania introduciendo vientos del suroeste por todo el océano Atlántico norte, sin embargo, los flujos en Europa central son de noreste. En 500 hPa la onda de Rosby se rompe dando lugar a una situación bipolar; una situada al norte de Noruega y otra al sur que hace que los vientos llegan de la Península Itálica. La temperatura mínima es de -20 grados en Europa del Norte y de -10 grados sobre el Mediterráneo.

19. **GWL19 Ciclón Noroeste-Islandia (NEZ):** situación ciclónica cuyo centro está al noroeste de Islandia y todo el océano Atlántico se ve afectado por una situación de pantano barométrico que prácticamente no produce flujos bien definidos sobre Europa central. En 500 hPa existe una vaguada y todo el norte de Europa se ve afectada por una dorsal con flujos del noroeste; la temperatura mínima es de -20 grados.
20. **GWL20 Anticiclón Escandinavia (HFA):** situación anticiclónica con el centro situado en Lituania y otro al norte de la región de Escandinavia, introduciendo vientos del suroeste. En 500 hPa existe una vaguada centrada en Croacia con temperatura mínima de -40 grados. En el norte de Noruega tenemos una dorsal que produce una situación bipolar con anterior vaguada. Los vientos que soplan en Europa son de oeste bifurcando unos en dirección noroeste y otros al suroeste.
21. **GWL21 Ciclón Escandinava (HFZ):** situación sinóptica asociada al típico dipolo que define la NAO positiva, un anticiclón al sur del océano Atlántico y una baja en Islandia con lo cual se producen vientos de componente suroeste en toda Europa del norte. El sur del Mediterráneo se ve afectado por una débil borrasca cuyo centro está en Sicilia. Los flujos en toda la cuenca mediterránea son muy débiles produciendo solo precipitaciones en esta zona. En 500 hPa, la onda de Rosby que llega a Islandia se bifurca en dos, una dorsal centrada sobre Suecia y una vaguada centrada en Alemania con temperatura de -30 grados en ambas situaciones.
22. **GWL22 Anticiclón Noruega (HNFA):** La situación está caracterizada por una baja al suroeste de Europa y un anticiclón centrado en el noroeste de Noruega. Esta situación corresponde a

un caso muy poco frecuente de NAO negativa, por lo tanto los vientos en el sur de Europa son de sureste mientras que al norte son de noreste. En 500 hPa toda Europa se ve afectada por una configuración omega de bloqueo y la temperatura mínima es de -20 grados.

23. **GWL23 Ciclón Norte Noruega (HNFZ):** se caracteriza por un ciclón situado en la región de Escandinavia y por un extenso anticiclón que extiende desde los azores hasta Bielorrusia produciendo vientos del oeste sobre el norte de Noruega. En el Mediterráneo, se encuentran una sucesión de baja que introduce flujos hacia Europa occidental. En altura de 500 hPa se encuentra una dorsal sobre este de Europa y una vaguada muy profunda en toda cuenca mediterránea; la temperatura mínima es de -40 grados.
24. **GWL24 Anticiclón Sureste (SEA):** corresponde a una situación anticiclónica con el centro en el mar Báltico y una situación ciclónica al norte de África con lo cual introduce vientos del Mediterráneo sobre Francia y Península Ibérica. En 500 hPa, se encuentra una vaguada centrada al suroeste de la Península Ibérica y una dorsal con eje sureste-noroeste. Los vientos al norte de Europa son de componente suroeste y la temperatura mínima es de -30 grados.
25. **GWL25 Ciclón Sureste (SEZ):** situación ciclónica al suroeste de Inglaterra y una baja centrada sobre las islas de Sicilia caracterizan esta situación sinóptica, además, al norte, existe un anticiclón sobre Noruega; situación típica de NAO negativa produciendo precipitaciones en sur de Europa. En 500 hPa, la onda de Rosby se bifurca en contacto con Europa dando lugar a una situación bipolar; la del sur afecta toda la cuenca mediterránea y la del norte todo el

norte de Europa. Las temperaturas mínimas son de orden de -20 grados en el sur y -30 grados en el norte.

26. **GWL26 Anticiclón del Sur (SA):** caracterizada por un débil anticiclón situado al norte de Alemania y una profunda borrasca al oeste de Francia y suroeste de Inglaterra hace con que sea introducido en Europa, vientos de componente suroeste. En el norte de Europa, los vientos son de sureste procedentes del mediterráneo. En 500 hPa, sobre el oeste de Inglaterra, se encuentra una vaguada muy extensa mientras que en Europa central se ve afectado por una dorsal centrada con el eje oeste-este; la temperatura mínima es de -30 grados en el sur de Inglaterra y de -20 grados en la dorsal.
27. **GWL27 Ciclón del Sur (SZ):** caracterizada por un anticiclón sobre los azores afectado toda Europa mediterránea y una baja centrada en Inglaterra, de la cual produce vientos del oeste al sur de Europa vientos del suroeste en el centro europeo. En 500 hPa, existe una vaguada centrada en Inglaterra que afecta toda la región sur de Europa: la temperatura mínima es de -20 grados.
28. **GWL28 Baja Islas Británicas (TB):** caracterizada por un anticiclón situado en los azores y una baja en el norte de Francia y en las islas Británicas, produciendo vientos de componente norte sobre la Península Ibérica y de componente noroeste en Europa central. En altura de 500 hPa, en Inglaterra se encuentra una profunda vaguada cerrada que afecta toda Europa occidental. En el norte de Noruega, se encuentra una dorsal que afecta el océano atlántico norte; la temperatura mínima de la vaguada es de -20 grados. Esta situación produce gran inestabilidad en Europa occidental.

29. **GWL29 Baja Norte Inglaterra (TRW):** un anticiclón situado al sur de Groenlandia con poco espesor pero de mucha extensión y una baja al norte de Inglaterra genera una situación de NAO positiva con vientos de componente norte en Inglaterra y en la Península Ibérica; sobre Europa central, los vientos son del sureste mientras que en Europa del este, produce una situación de pantano barométrico. En 500 hPa se encuentra una vaguada al norte de Inglaterra produciendo flujos de vientos similares a los de superficie y la temperatura mínima es de -30 grados.
30. **U30 Patrones indefinidos (U):** no es un patrón sinóptico y si un grupo del cual están todas aquellas situaciones que no se han identificado con una característica propia o bien que han mostrado discontinuidades. Hess y Brezowsky han utilizado U para abreviar este grupo de patrones sinópticos.

Como se puede observar en la tabla 2.3, los cuatro primeros patrones sinópticos están en el grupo de macro-circulación GWTo1 (zonal), mientras, del GWLo5 al GWL11 en el grupo GWTo2 (mixto) y del GWL12 al GWL29 en el grupo GWTo3 (meridional). A través de esta base de datos de situaciones sinópticas, se ha relacionado los patrones sinópticos de mayor influencia en un día de frío y de calor extremo en Europa. Tanto la metodología aplicada como los resultados obtenidos, se describen en el capítulo 4 de esta memoria de tesis doctoral.

Capítulo 3 – Análisis de Tendencia

En este capítulo se presenta el análisis de tendencias realizados en las series de temperaturas mínimas y máximas y está estructurado en cinco sección:

- 3.1 Se define un día de temperatura extrema además, se citan algunas referencias de las diversas formas que existen a la hora de definir un día de temperatura extrema.
- 3.2 Se comenta los factores que están asociados a la hora de realizar un análisis de tendencias en la frecuencia anual de un día de temperatura extrema.
- 3.3 Se describe un análisis realizado en las frecuencias anuales de eventos de un DFE y un DCE ocurridos a lo largo del periodo de estudio.
- 3.4 Se describe las técnicas que han sido utilizadas para realizar el análisis de tendencia en la frecuencia anual de un DFE y un DCE
- 3.5 Finalmente, se describen los resultados obtenidos del análisis de tendencia.

3.1 Definiciones de extremo de temperatura

Existen actualmente, muchas formas de definir un día de temperatura extrema, la forma más habitual es la caracterización de un episodio en el que una variable se relaciona con la temperatura supera un cierto umbral fijo (Abaurrea et al., 2007). Este umbral puede ser una temperatura de referencia, 40.6° C para el Servicio Meteorológico Norteamericano, o, más frecuentemente, un percentil extremo de la distribución de T_{MAX} o T_{MIN} en el lugar o región considerados.

Con frecuencia, las definiciones de extremo imponen, además del exceso sobre un umbral, condiciones adicionales, como una duración temporal mínima, de 2, 3 ó 5 días. Kysely et al (2005), para Europa Central (Praga, Viena), considera para definir olas de calor y a un episodio de día de extremo, exige que T_{MAX} supere los 25°C durante todos los días del episodio y el umbral 30°C al menos 3 días; asimismo exige que la media T_{MAX} durante la totalidad del episodio se mantenga por encima de 30°C.

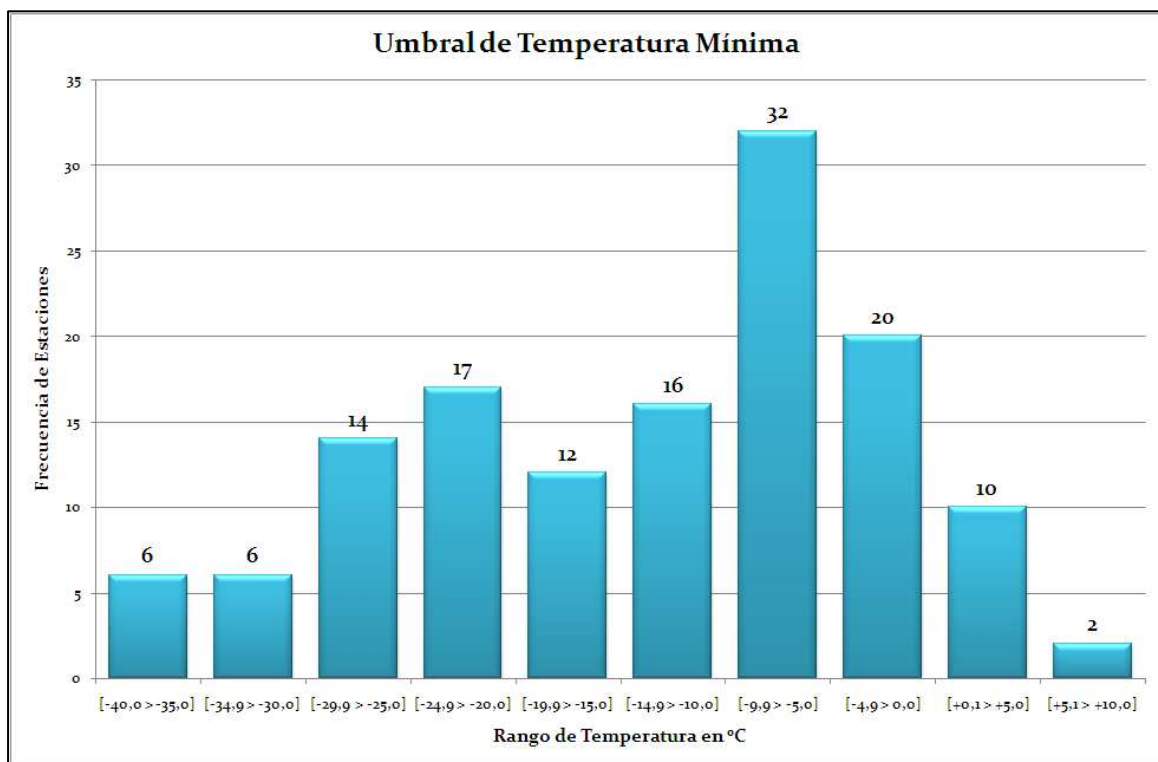
Algunos autores tienen en cuenta en la definición de un día de extremo calor el impacto de la temperatura sobre la mortalidad. Díaz et al (2002, 2005) han identificado en diversas capitales de la Península Ibérica la existencia de una ‘temperatura de disparo’, cuya superación, incluso en un solo día, tiene asociado un incremento de la mortalidad; han estimado este umbral correspondiente con el percentil 5 de las series de temperatura mínima para el período de noviembre a marzo y el percentil 95 de las series de temperatura máxima para el periodo de junio a septiembre. Tratándose de Europa, las temperaturas mínimas más bajas durante los meses de invierno no tienen una relación con la mortalidad tan marcada como lo tienen las máximas de verano (García et al., 2002).

Existen otros estudios que su definición es puramente estadística, en este último caso, establecen el percentil 1, 5 ó 10 para las series de temperatura mínimas ó el 99, 95 ó 90 para las series de temperaturas máximas (DeGaetano, 1996). El proyecto STARDEX (Goodess et al., 2005) han definido una temperatura extrema basado en el percentil 10 y 90 respectivamente.

El presente trabajo, se ha optado en aplicar el percentil 5 (P_5) en las 135 series T_{MIN} diarias y el 95 (P_{95}) en las 127 series T_{MAX} diarias para los meses comprendidos entre noviembre a marzo (NDEFM) y de junio a septiembre (JJAS). Por lo tanto, un día de frío extremo **DFE** se ha definido como aquel en el que su temperatura mínima sea inferior al umbral de 5% de la distribución de las temperaturas mínimas diarias y un día de calor extremo **DCE** como aquel en el que su temperatura máxima sea superior al umbral de 95% de la distribución de las temperaturas máximas diarias.

La figura 3.1 se representa la temperatura umbral (T_U) clasificada en intervalos de 5°C con la respectiva frecuencia de aquellas estaciones perteneciente a dicho intervalo de temperatura. Se puede observar un 89,6% (figura 3.1a) de las estaciones de T_{MIN} están en un rango comprendidos entre las temperaturas umbrales de $-29,9^\circ\text{C}$ al $+5,0^\circ\text{C}$ y un 90,5% (figura 3.1b) de las estaciones de T_{MAX} entre los valores de temperatura de $+25,1^\circ$ al $+40,0^\circ\text{C}$.

a)



b)

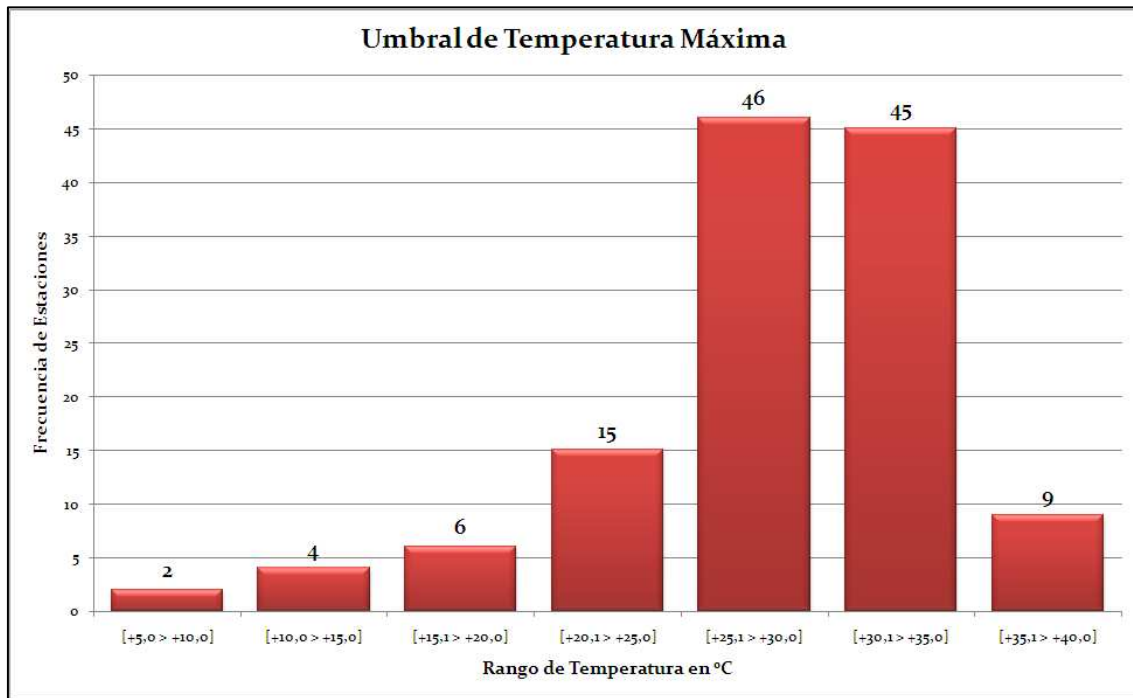


Figura 3.1 – Histograma de la temperatura umbral obtenida a partir en las series de temperatura, donde el eje de las abscisas representa los intervalos de temperatura en °C y eje de las ordenadas representa la frecuencia de las estaciones dentro de cada rango de temperatura establecida para a) las series de temperaturas mínimas y b) las series de temperaturas máximas.

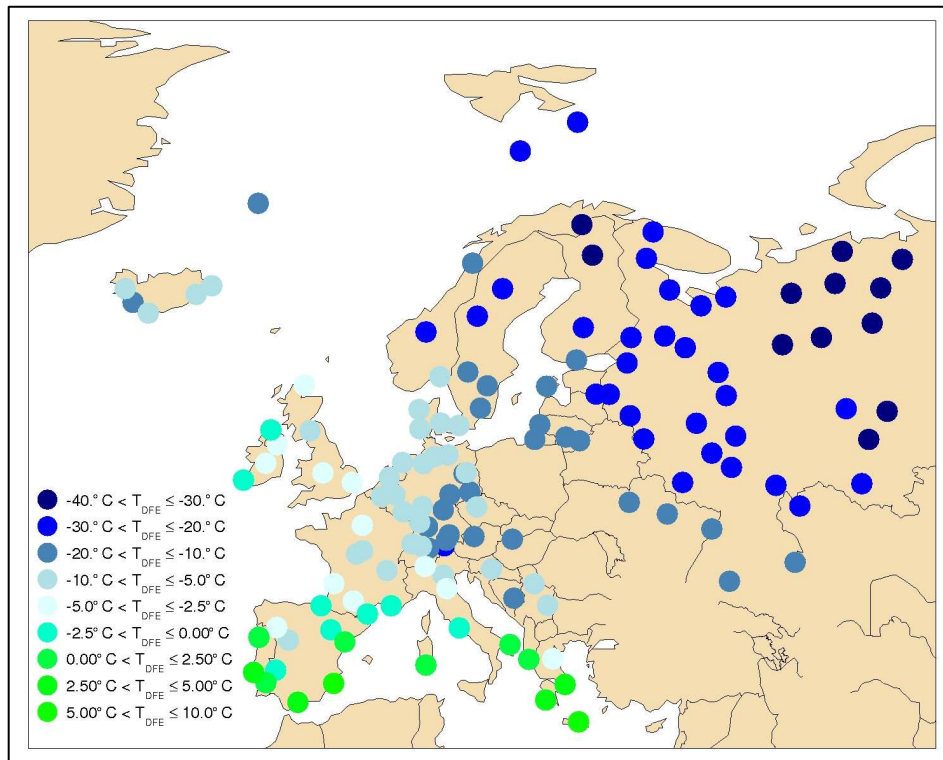
Se observar una mayor rango entre las temperaturas mínimas umbrales que en las temperaturas máximas; estas a han sido de $\Delta T_{UMIN} = 45,2^{\circ}\text{C}$ y de $\Delta T_{UMAX} = 32,4^{\circ}\text{C}$, correspondiente a los valores extremos de temperatura mínima umbral de $-39,1^{\circ}\text{C}$ (estación T_{MIN} 288-Hoseda Hard)⁴ al $+6,1^{\circ}\text{C}$ (T_{MIN} 231-Heraklion)⁵ con un promedio de $T_{UMIN} = -14,1^{\circ}\text{C}$ y, entre los valores de $+7,0^{\circ}$ (T_{MAX} 584-Isla de Hopen)⁶ al $+39,4^{\circ}\text{C}$ (T_{MAX} 708-Badajoz) de las temperaturas máximas umbrales cuyo promedio, en este ultimo intervalo, ha sido de $T_{UMAX} = +28,1^{\circ}\text{C}$ respectivamente. La figura 3.2 se puede observar la distribución de las temperaturas umbrales respectivos para cada estación de medida.

⁴ Norte de Rusia.

⁵ Isla de Creta, Grecia.

⁶ Sureste de la región de Svalbard, Noruega.

a)



b)

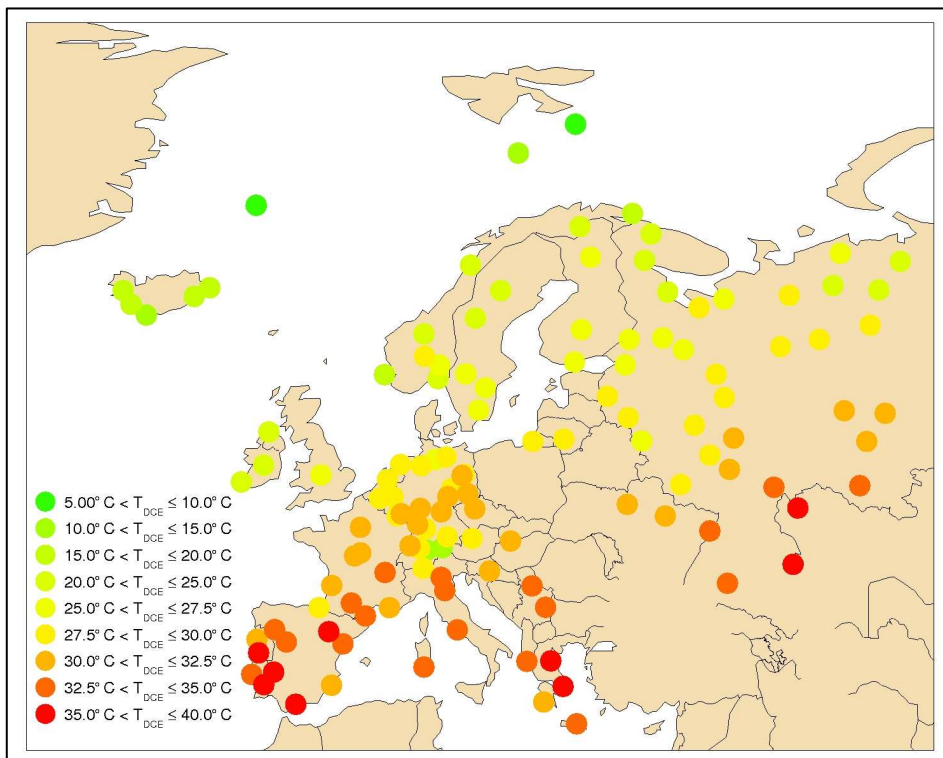


Figura 3.2 – Distribución de la temperatura umbral en a) las estaciones de temperatura mínima y b) en las estaciones de temperatura máxima

En ambas figuras, se observan dos observatorios de medidas ubicados uno en Suiza (Säntis) y otro en Alemania (Zugspitze), se detecta la temperatura umbral por debajo de la media de la región, por la simple razón de estos observatorios estar situados en los Alpes a una altitud de 2.502m y 2.964m respectivamente. Para mayores detalles referentes a las temperaturas umbrales correspondientes a cada estación de medida, se puede consultar en el Anexo III.

3.2 Factores de variaciones de temperaturas extremas

Debido a que las temperaturas se distribuyen como una gaussiana, las variaciones de los extremos deben fundamentalmente a cambios en la media o en la desviación típica (Mearns et al., 1984). Esta relación es altamente no lineal y bajo pequeñas variaciones de la temperatura media se producen grandes aumentos en la probabilidad de ocurrencia de los extremos. Además, la desviación típica también tiene una alta influencia: pequeñas variaciones producen grandes cambios en las colas de la distribución y, por lo tanto, en los extremos (Colombo et al., 1999).

La figura 3.3, se muestra el comportamiento de la temperatura media cuando haya un incremento de temperatura (caso A), así como, se muestra el comportamiento de la desviación típica cuando ocurren variaciones (Caso B) y aún cambio los cambios son en ambos factores (caso C). En el caso A, el incremento de temperatura ocurrido en la media produce una disminución en la ocurrencia de DFE y incrementos significativos de DCE, habiendo incluso la posibilidad de ocurrencia de temperaturas extremas récord. En el caso B, el cambio producido en la desviación típica, incrementa la frecuencia tanto de DFE como de DCE, pudiendo ocurrir también temperaturas récord, en este caso, en una escala menor comparado con la situación anterior. Finalmente, en el caso C, cuando los cambios ocurren a la vez en los dos factores y sea de incremento de temperatura, hay poquísimas probabilidades de ocurrir un DFE y muchísimas más de ocurrir un DCE con temperaturas récords.

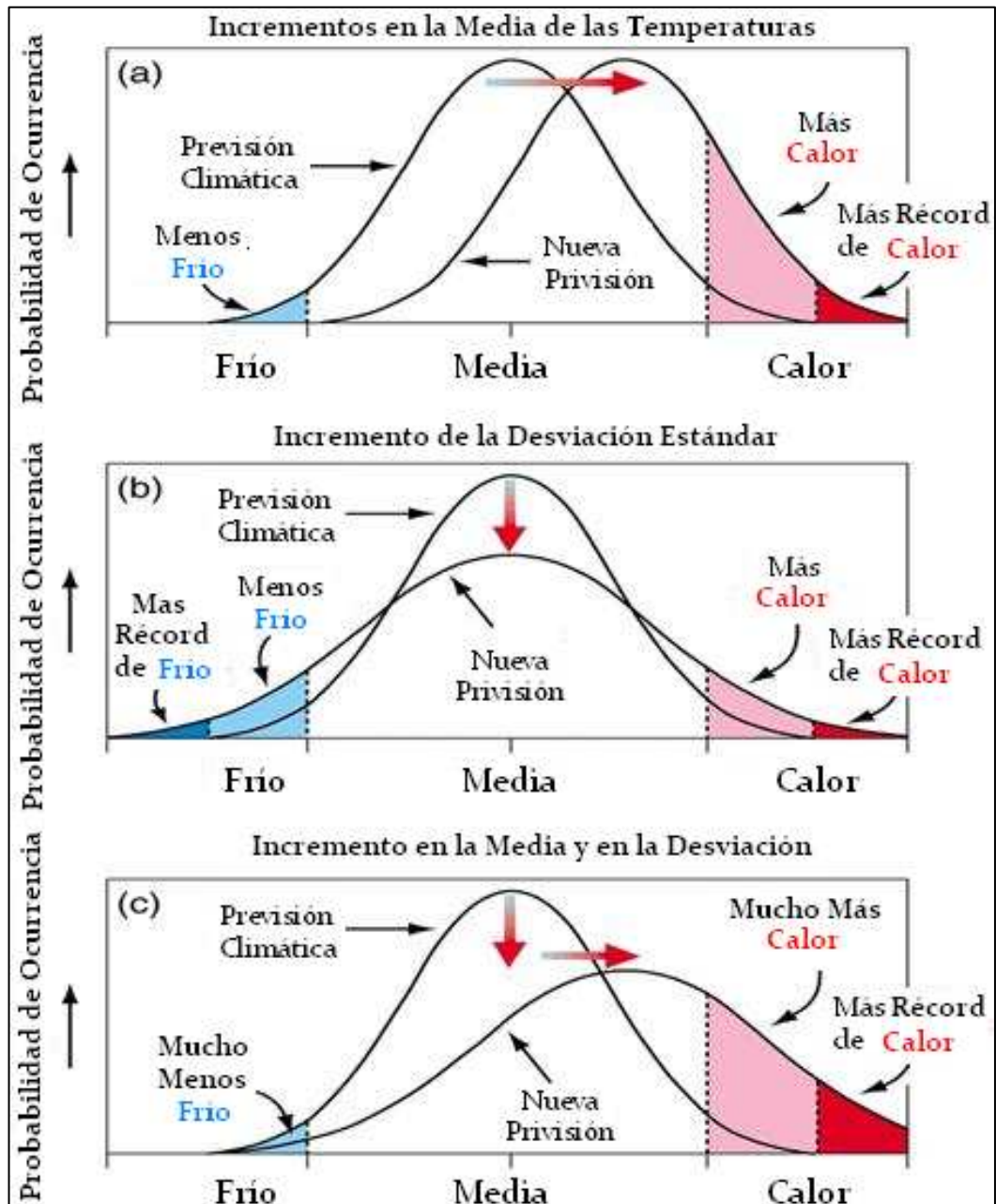


Figura 3.3 – Ilustración de los efectos sobre la temperatura extrema cuando a) ocurre un incremento en la temperatura media, b) haya incrementos en la varianza y c) cuando ocurren incrementos en ambos casos. Fuente: IPCC (2001a, 2001b)

Por lo tanto, es importante conocer la evolución temporal de estos dos factores debido su influencia que puede haber en la disminución o en incremento de un DFE-DCE.

3.3 Eventos de DFE y DCE

A partir de las definiciones de un día de extremo, se ha analizado, la frecuencia anual de eventos de DFE y DCE ocurridos. Se ha considerado un evento (η) cuando se producido un DFE-DCE en una determinada estación. El valor máximo de eventos (N)⁷ que puede presentar una estación a lo largo de los 44 años de análisis es de 332 η de DFEs y de 268 η de DCEs; valores que corresponde a los 151 días comprendidos entre los meses de NDEFM y los 122 días entre los meses de JJAS y teniendo en cuenta P_5 y P_{95} de las series de temperaturas mínimas y máximas respectivamente. A partir de estos datos, es simple de deducir que puede ocurrir una media anual ($\dot{\eta}$) de 2,2 η /estación; $\dot{\eta}$ viene dado por:

$$\dot{\eta} = \sum \frac{N}{\text{nº de días de análisis}} \quad (3.1)$$

La figura 3.4 se muestra el promedio anual de eventos (\tilde{N}_A)⁸ de temperaturas extremas ocurridos a lo largo del periodo de estudio; la línea continua representa una media móvil teniendo en cuenta un período de cinco años y el valor \tilde{N}_A ha sido obtenido a partir del sumatorio de η ocurridos simultáneamente en cada estación por año por el total de estaciones (T), es decir:

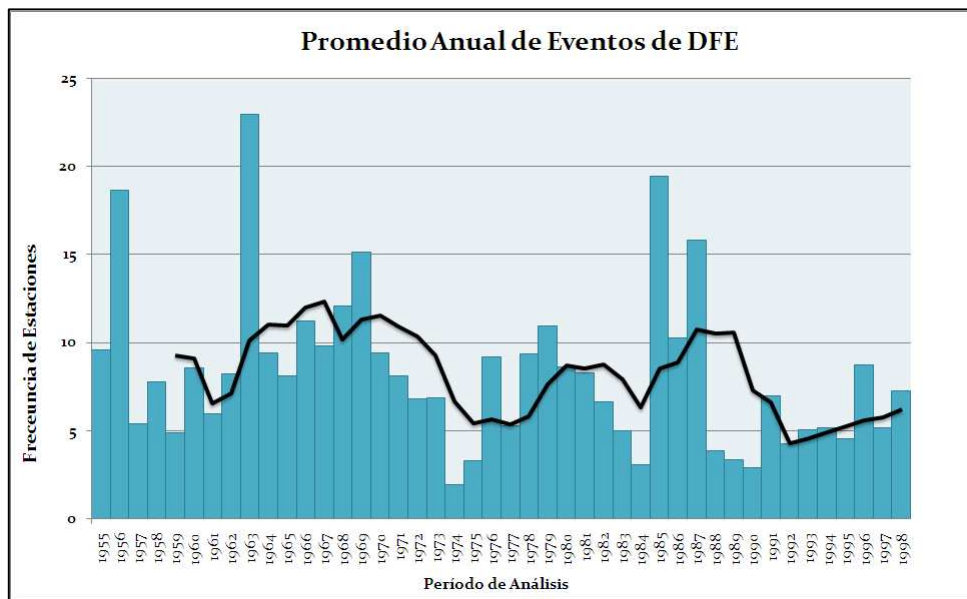
$$\tilde{N}_A = \sum \frac{\eta}{T} \quad (3.2)$$

De esta forma, se obtiene:

⁷ $N_{DFE} = 151 \times 44 \text{ años} = 6.644 \text{ días} \times 5\% \approx 332 \text{ DFE}$ y $N_{DCE} = 122 \times 44 \text{ años} = 5.368 \text{ días} \times 5\% \approx 268 \text{ DCE}$

⁸ \tilde{N}_A = Promedio anual de eventos de temperatura extremas donde $\tilde{N}_A = \sum \eta/T$

a)



b)

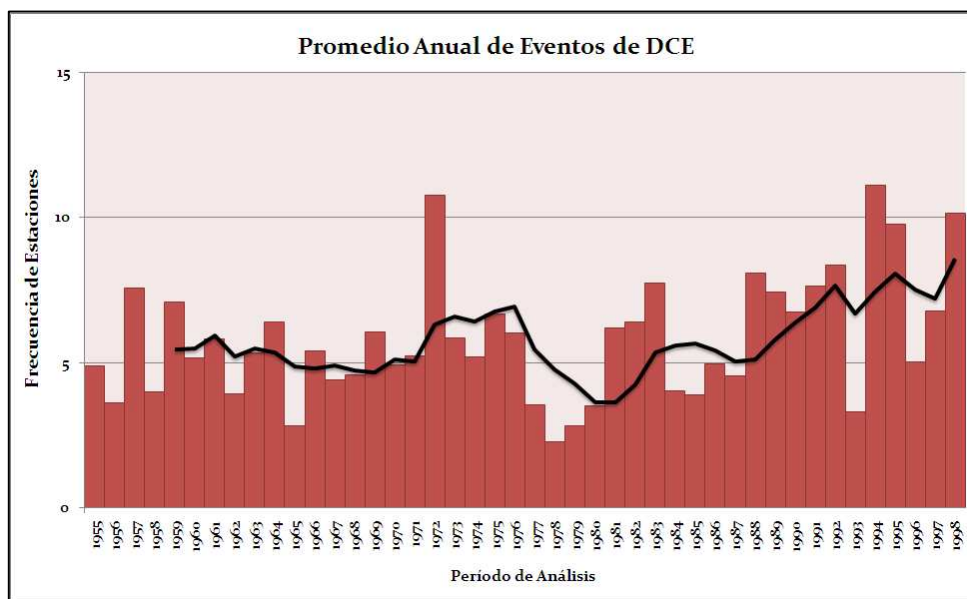


Figura 3.4 – Promedio anual de eventos de temperatura extrema ocurridos para el período de 1955-1998, donde a) representa los eventos de DFE y b) representa los eventos de DCE. La línea continua representa una media móvil de cinco años.

A priori, se observa un ligero descenso en los eventos de DFE e incrementos en los eventos de DCE. Sin embargo, no se puede afirmar con seguridad estas observaciones por la simple razón de que el cálculo realizado (media móvil) ha sido un regresión lineal; cuando se trabaja con extremos de temperatura, las desviaciones en las medidas no se encuentran distribuidas de forma normal en torno a la recta de regresión, además, la regresión lineal da

mayor importancia a los valores situados en los extremos de la serie. Por lo tanto se utiliza otra técnica de cálculo de tendencia (siguiente apartado) para comprobar este hecho de disminución o incremento de eventos anuales de temperaturas extremas. Los resultados son descritos en el apartado 3.5.1 de este capítulo.

3.4 Cálculo de tendencia

La técnica comúnmente utilizada en el cálculo de tendencia de variables meteorológicas es la regresión lineal. Sin embargo, no se puede emplear en el cálculo de tendencia en la frecuencia de extremos de temperaturas debido básicamente por dos razones:

1. Las desviaciones en las medidas no se encuentran distribuidos de forma normal en torno a la recta de regresión y
2. Da mayor importancia a los valores situados en los extremos de la serie, sobre todo si la serie no es muy larga, produciendo errores importantes.

Por estas razones, se debe aplicar otras técnicas a fin de proporcionar estimaciones confiables sin introducir estos tipos de errores. La técnica desarrollada por Karl et al (1987b), posteriormente utilizada por DeGaetano (1996) en cálculos de tendencia de frecuencia de extremos, permite una estimación fiable lo que no es posible mediante las técnicas tradicionales. Por lo tanto, en la presente memoria, se ha realizado los cálculos de de tendencias mediante el método de Karl. La técnica consiste básicamente en dos procesos:

1. Creación de una serie de diferencias de primer orden donde se realiza:
 - a. Un proceso de normalización de la serie
 - b. Un cálculo de una media móvil con una ventana de 10 años y
 - c. Se crea series de diferencia de primer orden.

2. Se e calcula la significatividad de la tendencia. Este proceso se realiza de la siguiente forma:
 - a. Una estimación de la tendencia mediante el estadístico t Student y
 - b. Un test de Montecarlo con 5000 simulaciones para estimar la significatividad de la tendencia.

3.4.1 Creación de series de 1ª orden

Primeramente se ha realizado un proceso de normalización en las series de temperaturas mínimas y máximas donde se ha procedido calcular la media y la desviación estándar de la serie de forma:

$$z_i = \frac{(x_i - \bar{x})}{s} \quad (3.3)$$

Donde x_i es la frecuencia observada, \bar{x} la frecuencia media de la serie y s la desviación estándar.

Para suavizar la serie y minimizar lo máximo posible la existencia de datos perdidos, aunque éste no sea el caso, se realiza una media móvil con una ventana de 10 años.

A partir de las series ‘suavizadas’, se calcula su serie de diferencia de primer orden de forma:

$$d_i = z_{i+1} - z_i \quad (3.4)$$

3.4.2 Cálculo de la significatividad de la tendencia

Para calcular la significatividad de la tendencia, primeramente se hace una estimación de la tendencia mediante estadístico t Student de esta serie de diferencias mediante la expresión:

$$t = \frac{[d(n-1)^{0,5}]}{S_d} \quad (3.5)$$

Donde d representa la media de la serie de diferencias, n el número de elementos y S_d la desviación estándar.

Finalmente, para calcular la significatividad de la tendencia, se realiza un test de Montecarlo en función de la falta de independencia entre los valores de d, promedio de la serie de diferencias, y el número de observaciones incluidas (Karl et al., 1987); se calcula 5000 series desordenando de forma aleatoria la serie original, posterior, se aplica otra vez el estadístico t. El valor de la significatividad (p) se ha estimado mediante el porcentaje de simulaciones cuyo estadístico t supere al original. En la presente memoria, se ha trabajado con los niveles de significatividad de 99 ($p < 0,01$), 95 ($p < 0,05$) y 90% ($p < 0,10$).

3.5 Tendencias en las temperaturas extremas

En esta sección se presentan los análisis de tendencias realizados en las series anuales (2) de eventos de temperaturas extremas, así como, en las series de frecuencias anuales de DFE (135) y de DCE (127). Se aplica las técnicas descritas anteriormente (apartado 3.4), donde se describen los resultados obtenidos.

3.5.1 Tendencia en los eventos de temperaturas extremas

Para comprobar a los comentarios realizado en la sección 3.3, se realiza un análisis de tendencia aplicado la técnica descrita anteriormente (apartado 3.4) a fin de evaluar el comportamiento temporal en la frecuencia anual de eventos de temperaturas extremas. Para eso, se utiliza las series de promedios de eventos anuales de temperaturas extremas para el periodo 1955-98. La tabla 3.1 muestra los resultados obtenidos en este análisis.

Tabla 3.1 – Análisis de tendencias realizado en la frecuencia anual de eventos de temperatura extrema para el periodo de 1955-98 donde informa los eventos con tendencias negativas (▼) y los eventos con tendencia positiva (▲) al $p < 0,10$.

Eventos de Temperatura Extrema	Tendencia y Significatividad (p)
DFE	▼ (0,01)
DCE	▲ (0,01)

Como se puede observar, se han detectado tendencia negativa (▼) en la frecuencia anual de eventos de DFE y tendencia positiva (▲) en la frecuencia anual de DCE; ambos análisis con nivel de confianza de 99% ($p = 0,01$). Por lo tanto, se constata que existen tendencias en disminuir los eventos de DFE e incrementar los eventos de DCE en toda Europa.

Sin embargo, el análisis de tendencia realizado ha sido de carácter general, ya que las series utilizadas para esto han sido promediadas. Por lo tanto, para obtener un análisis de tendencia de carácter regional se debe utilizar series de frecuencias anuales tanto de DFE como de DCE para cada estación de medida. Se ha realizado este análisis de tendencia a nivel regional de lo cual los resultados se describen en el siguiente apartado.

3.5.2 Tendencia de DFE

En esta sección se describen los resultados obtenidos en el análisis de tendencia realizado en las 135 series de frecuencias anuales de DFE. La figura 3.5 muestra estos resultados donde se destacan las estaciones que se han detectado tendencias estadísticamente significativas ($p < 0.10$).

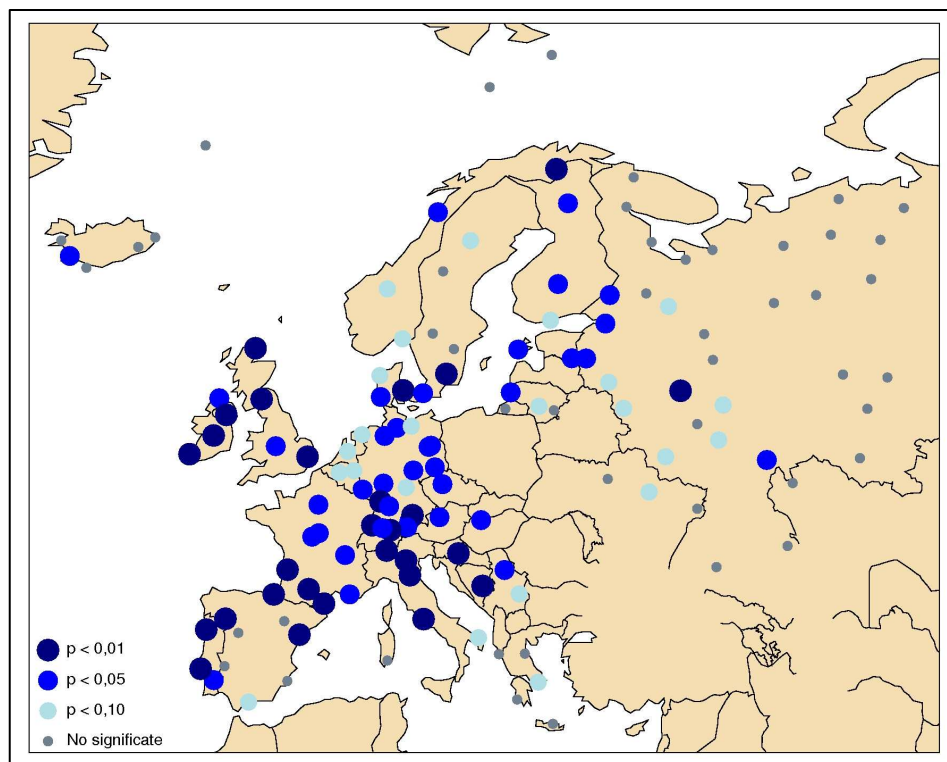


Figura 3.5 – Estaciones con tendencias negativas estadísticamente significativas al 99% en azul oscuro, 95% en azul y 90% en azul claro en la frecuencia anual de DFE para el periodo de 1955 a 1998.

Todas las tendencias encontradas han sido negativas siendo 20,7% de las estaciones al $p < 0,01$, 48,1% de las estaciones al $p < 0,05$ y 65,2% de las estaciones al $p < 0,10$. Además, se puede observar en la figura 3.5, que en Europa occidental incluyendo las Islas Británicas y Islandia han sido las regiones donde se han detectados el mayor número de estaciones con dichas tendencias. La tabla 3.2 resume los resultados obtenidos en este análisis.

Tabla 3.2 – Numero de estaciones con tendencias negativas estadísticamente significativas en la frecuencia anual de DFE

Tendencias Significativas	Número de estaciones
$p < 0,01$ (azul oscuro)	28 (20,7%)
$p < 0,05$ (azul)	65 (48,1%)
$p < 0,10$ (azul claro)	88 (65,2%)

Para evaluar la naturaleza de este descenso en los DFEs ocurridos, se realiza un análisis de tendencias en la temperatura mínima media entre los meses de noviembre a marzo (NDEFM) y su desviación típica correspondiente a cada observatorio en función de las observaciones mencionadas en el apartado 3.2. Las técnicas utilizadas han sido las mismas aplicadas anteriormente.

La figura 3.6 muestra las tendencias en la temperatura mínima media producidas entre los meses de noviembre a marzo.

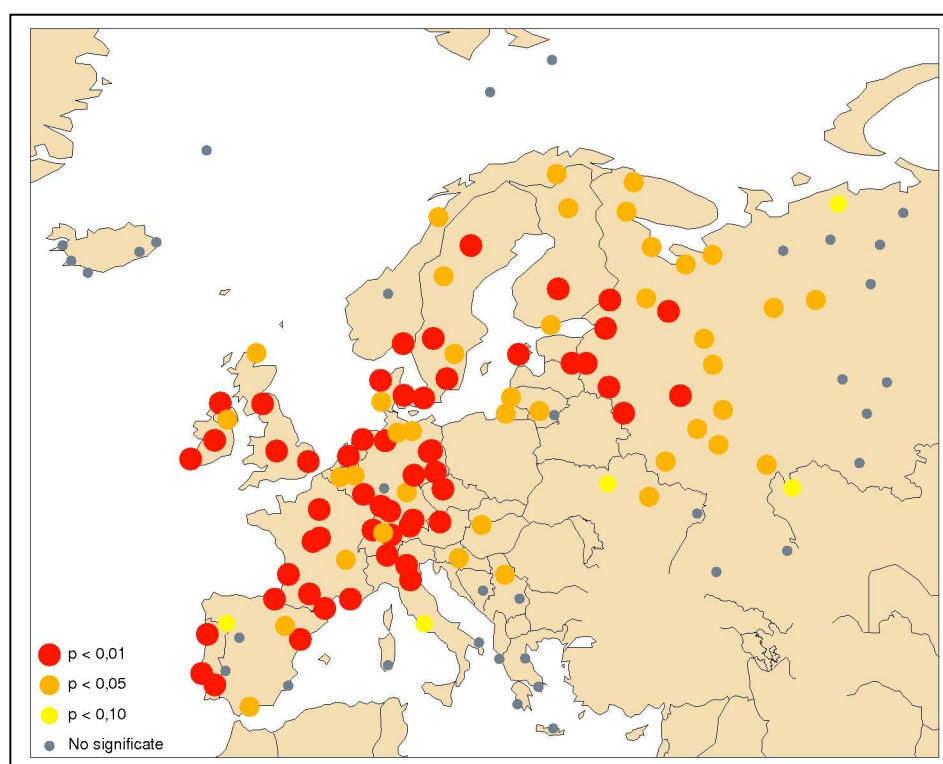


Figura 3.6 – Estaciones con tendencias positivas estadísticamente significativas al 99% en rojo, al 95% en naranja y al 90% en amarillo en la temperatura mínima media para los meses de noviembre a marzo de 1955 a 1998.

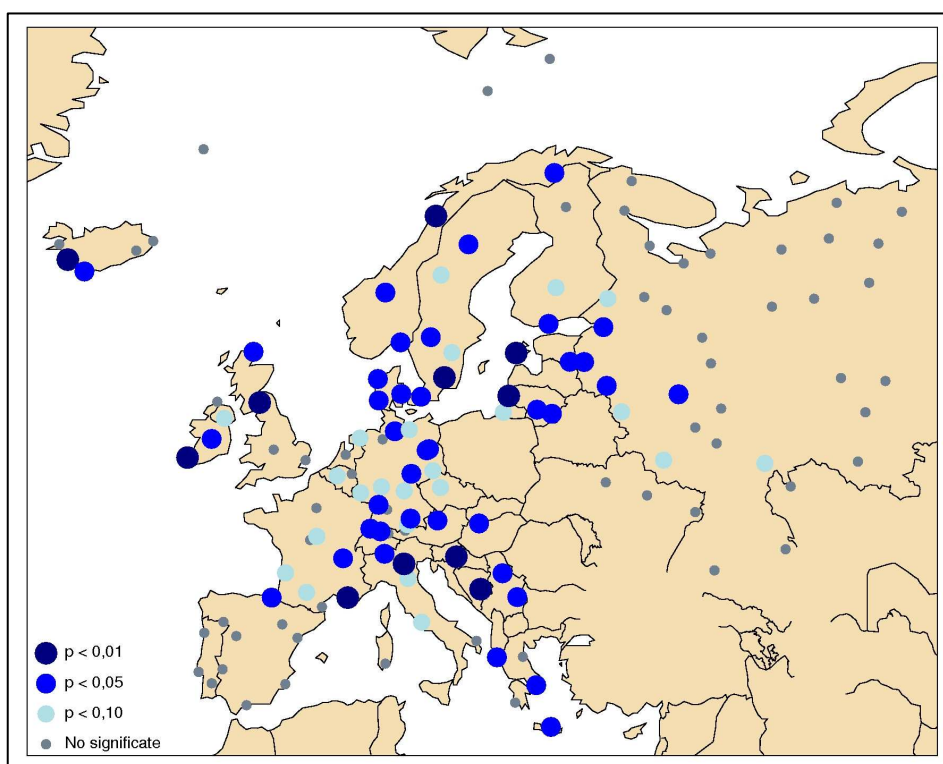
Todas las tendencias significativas detectadas para la temperatura mínima media han sido positivas significativas al $p < 0,10$ (73,3% de las estaciones) y se pueden resumir en la tabla 3.3.

Tabla 3.3 – Numero de estaciones con tendencias positivas estadísticamente significativas en la temperatura mínima media para el periodo noviembre a marzo.

Tendencias Significativas	Número de estaciones
$p < 0,01$ (rojo)	54 (40,0%)
$p < 0,05$ (naranja)	94 (69,6%)
$p < 0,10$ (amarillo)	99 (73,3%)

Para la desviación típica, se han encontrado 53,3% de las estaciones (Fig. 3.7a) tendencias negativas y un poco menos de 4,0% de estaciones (Fig. 3.7b) tendencias positivas; ambas significativas al $p < 0,10$ y considerando el mismo periodos de estudios mencionado anteriormente (NDEFM).

a)



b)

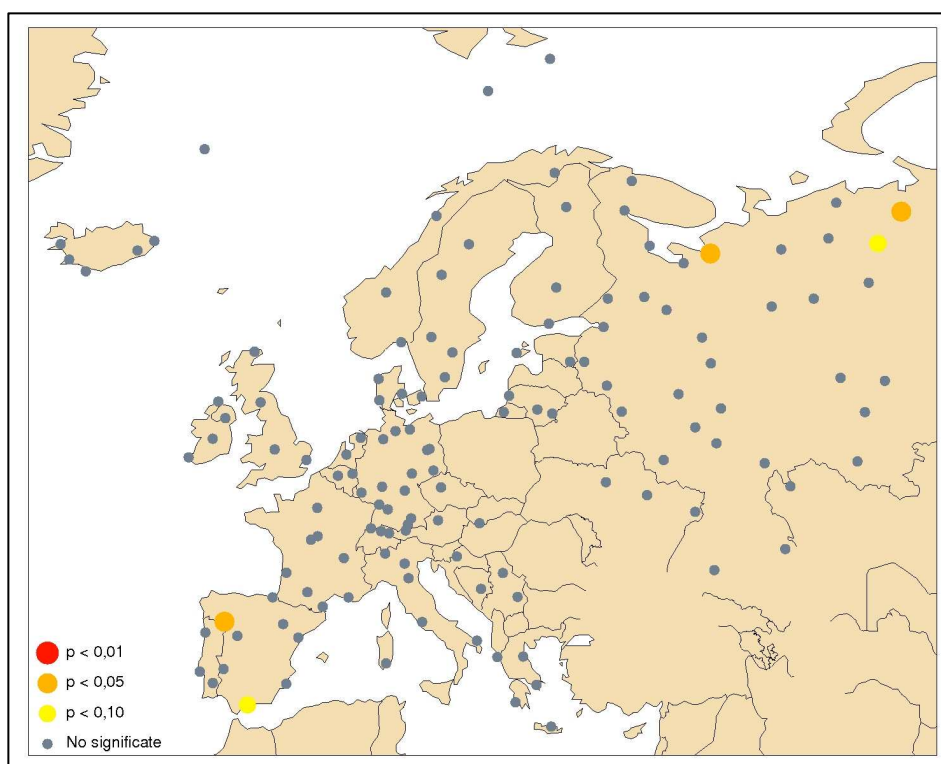


Figura 3.7 – Estaciones con tendencias estadísticamente significativas en la desviación típica de la temperatura mínima para los meses de noviembre a marzo de 1955 a 1998 donde se muestran las estaciones en a) con tendencias negativas al 99% en azul oscuro, al 95% en azul y al 90% en azul claro y b) con tendencias positivas al 99% en rojo, al 95% en naranja y al 90% en amarillo.

La tabla 3.4, muestra el resume de los resultados obtenidos en el análisis de tendencias en la desviación típica de las temperaturas mínimas para el periodo de noviembre a marzo.

Tabla 3.4 – Numero de estaciones con tendencias estadísticamente significativas en la desviación típica de la temperatura mínima para el periodo de noviembre a marzo.

Tendencias Negativas Significativas	Número de Estaciones	Tendencias Positivas Significativas	Número de Estaciones
p < 0,01 (azul oscuro)	11 (8,1%)	p < 0,01 (rojo)	-
p < 0,05 (azul)	49 (36,3%)	p < 0,05 (naranja)	3 (2,2%)
p < 0,10 (azul claro)	72 (53,3%)	p < 0,10 (amarillo)	5 (3,7%)

La evolución temporal tanto de la temperatura mínima media como de la desviación típica muestra un comportamiento intermediario entre el caso B y C mostrados en la figura 3.3. Este comportamiento se ha verificado en función del

número de estaciones que han presentado tendencias tanto positivas (99) como negativas (72) al $p < 0,10$ en las mismas estaciones correspondientes al análisis de la frecuencia anual de DFE, lo que lleva a deducir, por un lado hay una disminución en la frecuencia de DFE en función del incremento de la temperatura mínima media y por otro puede producirse en menor número, algún evento de DFE con posibilidades de temperaturas record.

3.5.3 Tendencia de DCE

El análisis de tendencia realizado para evaluar el comportamiento temporal de frecuencia de DCE, ha seguido la misma línea de procedimiento realizado en el análisis de DFE. En este caso, se aplica las técnicas de tendencias en las 127 series de frecuencia anuales de DCE. La figura 3.8 muestra las estaciones que se han encontradas tendencias significativas en la frecuencia anual de DCE.

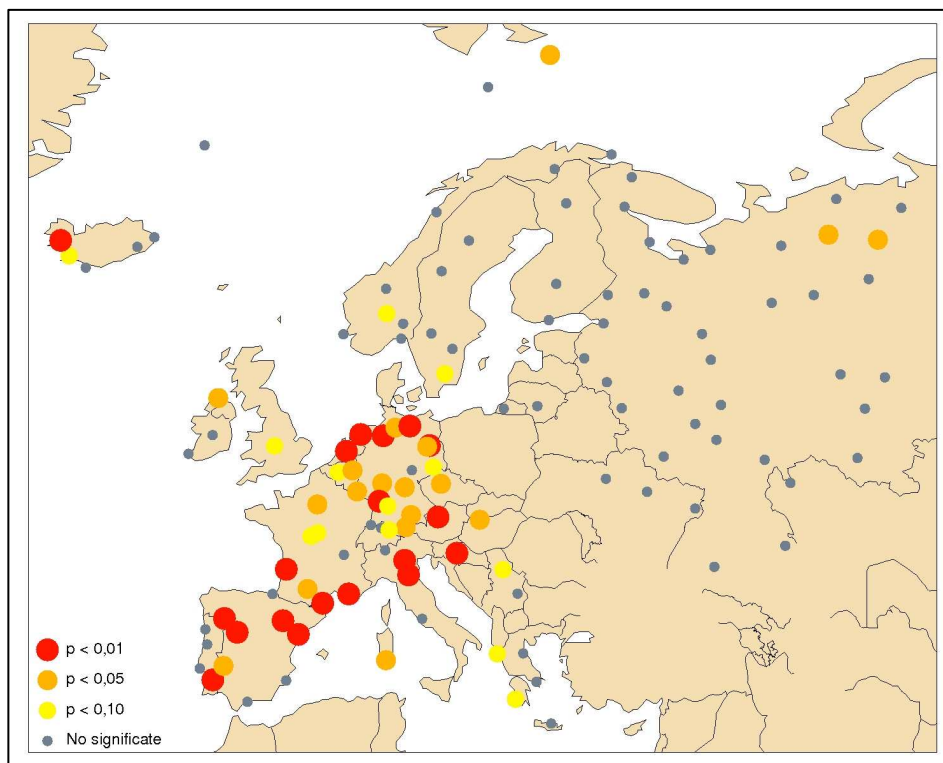


Figura 3.8 – Estaciones con tendencias positivas estadísticamente significativas al 99% en rojo, 95% en naranja y 90% en amarillo en la frecuencia anual de DCE para el periodo de 1955 a 1998.

Todas las tendencias detectadas han sido positivas estadísticamente significativas al $p < 0,10$ y se resume en la tabla 3.5.

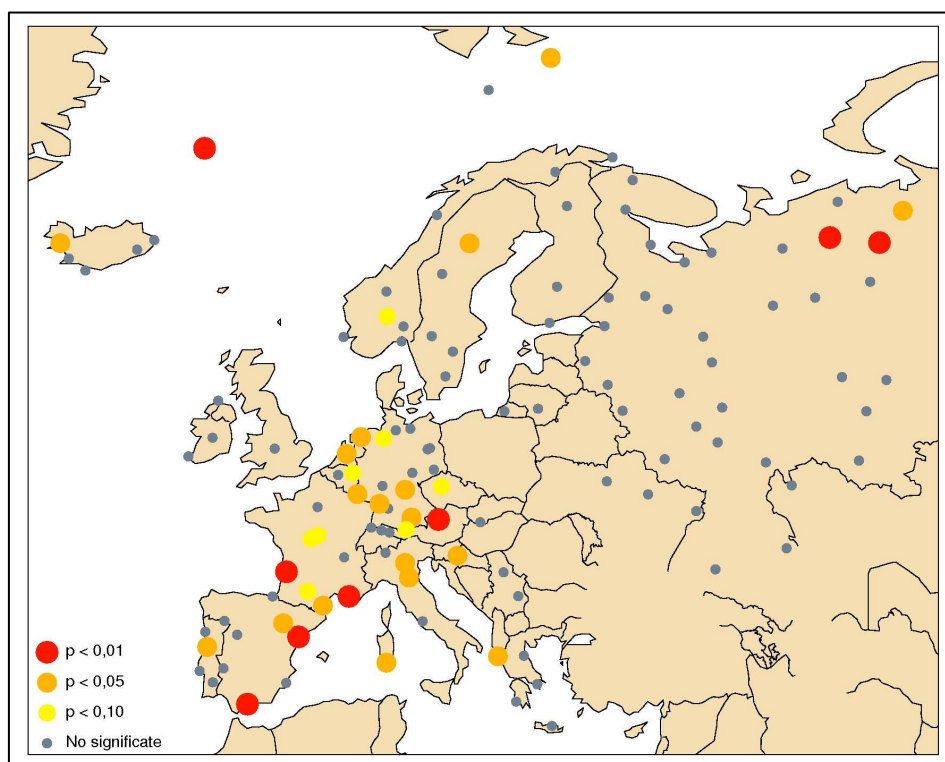
Tabla 3.5 – Numero de estaciones con tendencias positivas estadísticamente significativas en la frecuencia anual de DCE para el periodo de 1955-98.

Tendencias Positivas Significativas	Número de estaciones
$p < 0,01$ (rojo)	19 (15,0%)
$p < 0,05$ (naranja)	37 (29,1%)
$p < 0,10$ (amarillo)	50 (39,4%)

Se puede observar (figura 3.8), la mayoría de las estaciones que se han encontrados tendencias significativas (39,4% de los observatorios), están ubicadas en la región central y mediterránea; de hecho, las estaciones que se han encontrado tendencias más significativas ($p < 0,01$) han sido las situadas sobre la costa mediterránea norte y la costa de Mar del Norte.

Para evaluar la naturaleza del incremento ocurrido en la frecuencia anual de DCE, se realiza de misma forma, un análisis de tendencias en la temperatura máxima media y en la desviación típica. La figura 3.9 muestra las estaciones que se han detectado tendencias significativas en estos dos factores para el periodo de junio a septiembre.

a)



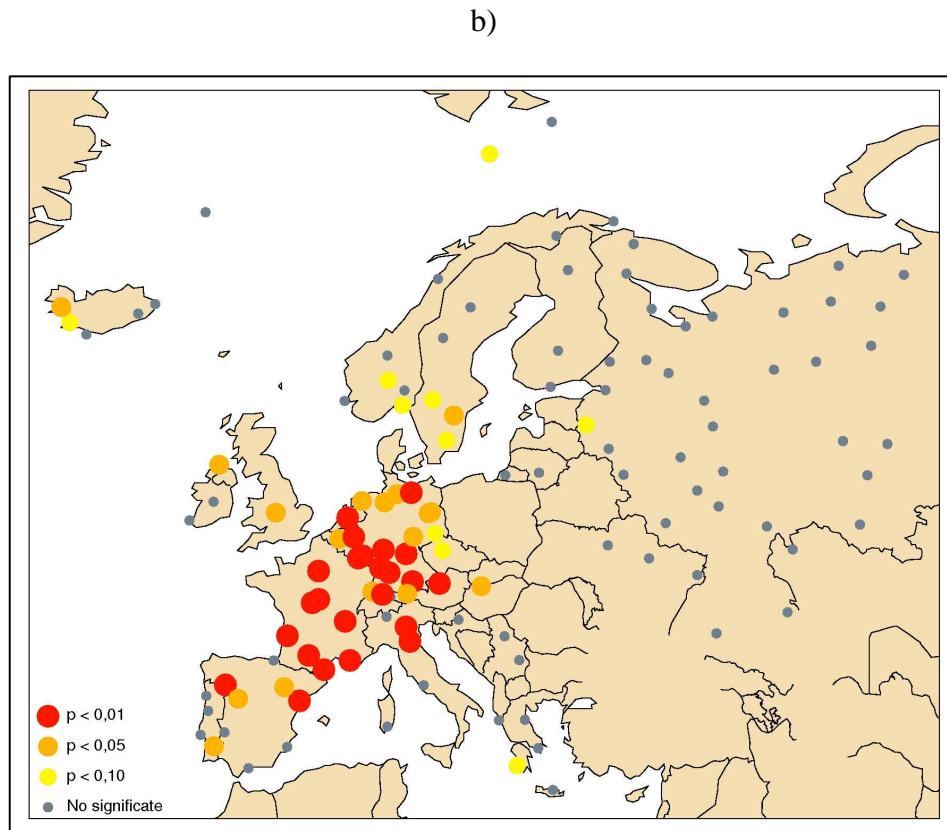


Figura 3.9 – Estaciones con tendencias positivas significativas al 99% en rojo, al 95% en naranja y al 90% en amarillo para el período de 1955 a 1998 en a) temperatura máxima media y b) desviación típica.

El área que demuestra los incrementos significativos para ambas variables coincide muy bien con el área descrita previamente para las tendencias de DCEs, aunque el número de los observatorios que presentan tendencias significativas en la desviación de estándar es mayor. Basado en un modelo de la regresión lineal, se ha estimado incrementos de 0.5°C a 2.0°C en la temperatura máxima media en la mayoría de los observatorios situados sobre la región que han presentado tendencias significativas de DCE, e incrementos de 0.25°C a 1.0°C en la desviación de estándar. La tabla 3.5 muestra el resumen de las tendencias encontradas en estos dos factores.

Tabla 3.5 – Numero de estaciones con tendencias positivas estadísticamente significativas en la temperatura máxima media y en la desviación típica de la T_{MAX} para el periodo entre los meses de junio a septiembre.

Tendencias Positivas Significativas	Número de estaciones T_{MAX} Media	Número de estaciones Varianza
$p < 0,01$ (rojo)	8 (6,3%)	24 (18,9%)
$p < 0,05$ (naranja)	26 (20,5%)	41 (32,3%)
$p < 0,10$ (amarillo)	34 (26,8%)	52 (40,9%)

Se puede observar que en la varianza de las temperaturas máximas, se han encontrado un mayor número de estaciones (40,9%) con tendencias positivas significativas al $p < 0,10$ respectivo a la estaciones de temperatura máxima media (26,8%). De igual modo, ambos factores contribuyeron con los incrementos detectados en la frecuencia anual de DCE; asemeja con el caso C expuesto en la figura 3.3.

Las posibles causas en la disminución de DFE e incrementos de DCE se pueden deber a un gran número de factores tanto locales como globales (Prieto et al., 2003). Estos factores pueden ser como isla de calor que se puede producirse en el interior de los centros urbanos; para considerar que una estación no se ve influenciada por este proceso, ésta se debe encontrar en entornos rurales o centros urbanos con una población inferior a 10.000 habitantes (Karl et al, 1987b). Otro factor que puede influenciar es el cambio de las estaciones de medidas; para evitar este hecho, se ha tratado de relajar en proceso de homogenización en las series de temperatura conforme mostrada en el capítulo 2. Una tercera posibilidad está en el cambio de la circulación general de la atmósfera, de las cuales favorecen la ocurrencia de fenómenos extremos; en la ausencia de aquellos patrones sinópticos que generan un DFE y en la presencia de aquellos patrones que generan DCE.

Este último factor, ha sido la motivación de realizar un análisis detallado en aquellos patrones sinópticos que se dan en Europa, realizando una clasificación de los que generan fenómenos tanto de DFE como de DCE.

Capítulo 4 – Análisis sinóptico

En este cuarto capítulo se analiza los patrones sinópticos asociados en un día de temperatura extrema donde se hace una clasificación. Se describen las metodologías utilizadas, así como, se describe un análisis de tendencia realizado en las frecuencias anuales de los patrones sinópticos GWL. A partir de un análisis en las frecuencias de los patrones sinópticos GWL ocurridos en un DFE y un DCE, se obtiene un coeficiente de eficacia que indica la relación entre estos patrones y los días de temperaturas extrema; se identifican aquellos patrones sinópticos GWL con mayores coeficientes. Posteriormente, mediante un análisis de componente principal rotada, se estudian los patrones sinópticos GWL obtenidos a partir de las tres primeras EOFs teniendo como variable de entrada el coeficiente de eficacia de cada patrón sinóptico GWL; conforme los mayores coeficientes de auto-valor, se realiza una clasificación. Finalmente, se describe un análisis de tendencia en la frecuencia anual de los patrones sinópticos GWL con posterior estudio comparativo entre estos resultados y los obtenidos en el análisis de tendencia de frecuencia anual de DFE y DCE.

4.1 Situaciones sinópticas

Conforme a lo descrito en el capítulo 2, se ha utilizado como base principal, el catálogo de Hess y Brezozky (HB) a la hora de realizar la clasificación de las situaciones sinópticas que mayor influencia tienen en la generación de días de temperaturas extremas.

Para realizar esta clasificación, se ha fundamentado primeramente en analizar las frecuencias de cada patrón sinóptico GWL (Tabla 2.3) en un DFE y un DCE. Para eso se ha recogido los datos diarios de frecuencias de los patrones sinópticos GWL en el catalogo HB correspondiente al periodo de 1955 a 1998. Además de los estudios que han sido citados en el capítulo 2, se hace constar otros trabajos como los de Bárdossy et al (1990), Mika et al (1999), Sepp et al (2002) o aún el de Bartholy et al (2006), que han utilizado las frecuencias diarias de los patrones GWL en sus investigaciones.

4.2 Análisis de frecuencia de los patrones GWL

A fin de lograr el objetivo propuesto inicialmente en este capítulo, el primero paso ha sido en realizar un análisis en las frecuencias absolutas (F_A) de cada patrón GWL ocurridos para el mismo período de estudio que se han analizado los DFE y DCE, es decir, entre los meses de noviembre a marzo y junio a septiembre respectivamente. Posteriormente se han calculado las respectivas frecuencias relativas (F_R)⁹ de los diferentes tipos de patrón sinóptico GWL; para obtener dichas frecuencias, se han contabilizado diariamente los patrones sinópticos que se han dado en Europa durante el período de 1955-1998 en los meses citados anteriormente. Estos resultados son mostrados en la tabla 4.1

⁹ F_R se ha sido calculado a partir del número total de días (N_T) para los 44 años de estudio entre los meses de noviembre-marzo (6.644) y de junio-septiembre (5.368) bajo a la F_A de cada patrón sinóptico GWL.

donde se muestran las frecuencias de cada patrón GWL para los meses de noviembre-marzo (151 días) y de junio-septiembre (122 días) indicados por las palabras ‘frío’ y ‘calor’ respectivamente.

Tabla 4.1 – Frecuencia absoluta y relativa de los diferentes patrones sinópticos GWL ocurridos durante el período de 1955-1998 durante los meses de noviembre-marzo (Frío) y los meses de junio-septiembre (calor).

	GWL	WA	WZ	WS	WW	SWA	SWZ	NWA	NWZ	HM	BM	TM	NA	NZ	HNA	HNZ
		01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15
Frío	F _A	330	1254	289	194	189	271	120	367	433	572	98	33	198	121	110
	F _R	5,0	18,9	4,3	2,9	2,8	4,1	1,8	5,5	6,5	8,6	1,5	0,5	3,0	1,8	1,7
Calor	F _A	442	832	98	102	144	148	163	246	349	567	83	53	102	139	94
	F _R	8,2	15,5	1,8	1,9	2,7	2,8	3,0	4,6	6,5	10,6	1,5	1,0	2,9	2,6	1,8
	GWL	HB	TRB	NEA	NEZ	HFA	HFZ	HNFA	HNFA	SEA	SEZ	SA	SZ	TB	TRW	U
		16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Frío	F _A	192	284	46	68	209	120	84	165	191	151	130	94	83	188	60
	F _R	2,9	4,3	0,7	1,0	3,1	1,8	1,3	2,5	2,9	2,3	2,0	1,4	1,2	2,8	0,9
Calor	F _A	185	251	129	129	194	85	86	91	46	16	56	11	167	281	79
	F _R	3,4	4,7	2,4	2,4	3,6	1,6	1,6	1,7	0,9	0,3	1,0	0,2	3,1	5,4	1,4

Como se puede observar en la tabla anterior, existen diferencias en la presentación de los diferentes patrones sinópticos. Sin embargo, no se debe tener en cuenta solamente las frecuencias absolutas de cada patrón sinóptico GWL como base para realizar dicha clasificación, puesto que conduciría en resultados engañosos; por ejemplo, según la tabla anterior, cinco tipos de patrones GWL (1, 2, 8, 9 y 10) explican 44,5% del número total del periodo ‘frío’, y ningún presenta la probabilidad de ocurrencia de DFE, como será discutido posteriormente. Basado en esto y para no obtener resultados engañosos, se han calculado las probabilidades que ocurrieron una determinada situación sinópticas en un día de extremo denominándose como eficacia de un patrón sinóptico GWL o simplemente coeficiente de eficacia (CE). El CE se ha calculado a partir de las frecuencias absolutas y relativas de los patrones GWL de la siguiente forma:

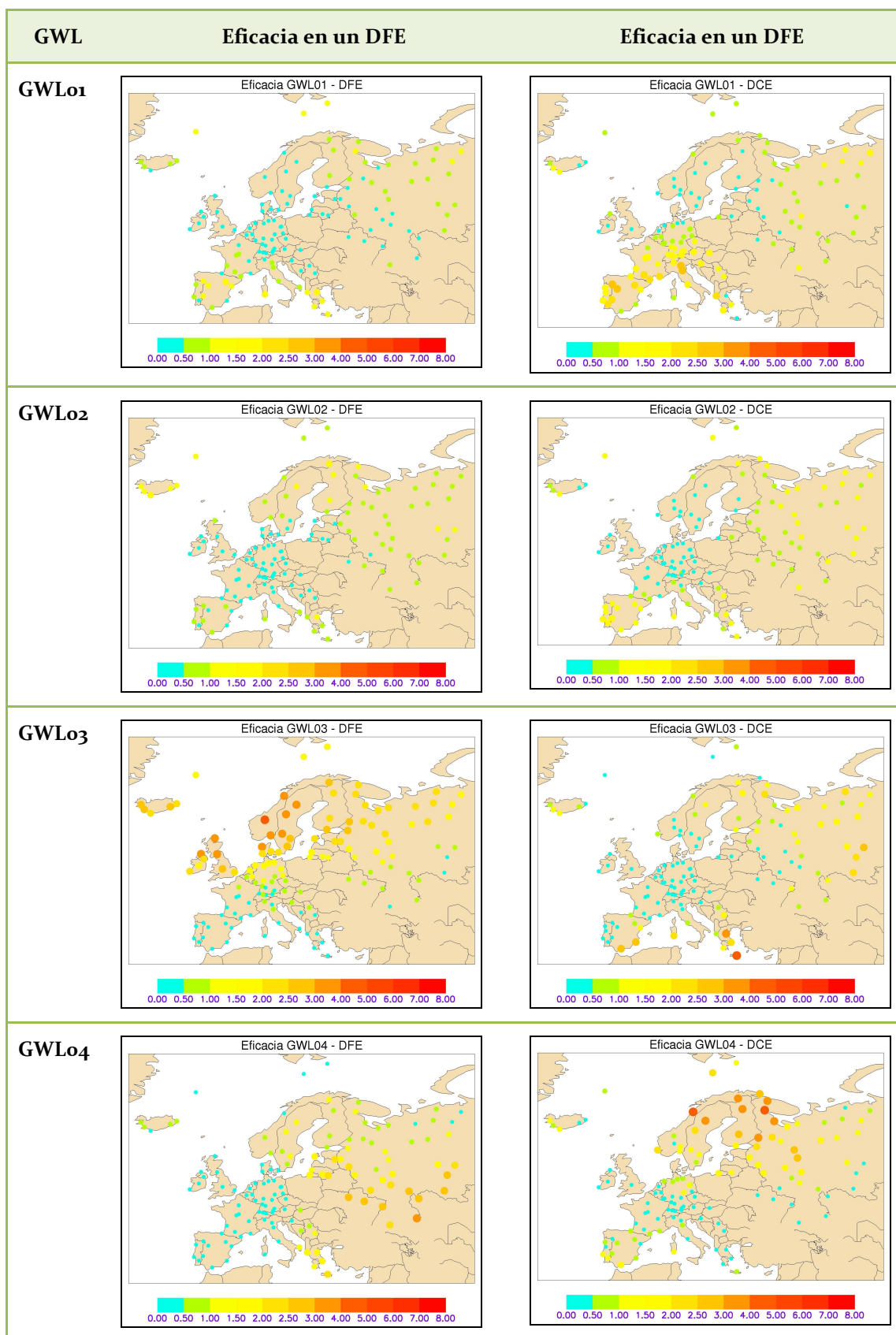
$$CE = \frac{\frac{F_{ADE}}{N_{DE}}}{\frac{F_A}{N_T}} = \frac{F_{RDE}}{F_R} \quad (4.1)$$

Donde F_{ADE} corresponde a la frecuencia absoluta de la situación sinóptica durante un día de extremo, N_{DE} es el número¹⁰ correspondiente de días de DFE o DCE ocurridos durante todo el período de estudio para cada estación de medida, F_A la frecuencia absoluta del patrón GWL en los meses de noviembre-marzo y o junio-septiembre, N_T corresponde al número total de días de frío (6644) o de calor (5368) a lo largo de los 44 años de análisis, F_{RDE} la frecuencia relativa de los patrones GWL en un DFE o DCE y F_R la frecuencia relativa.

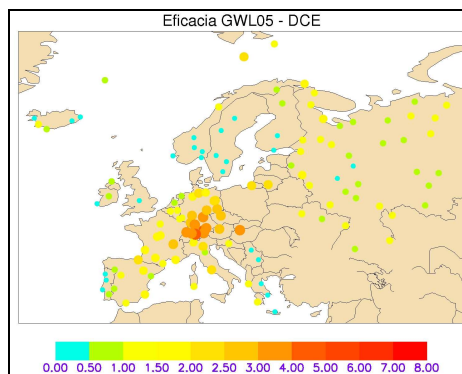
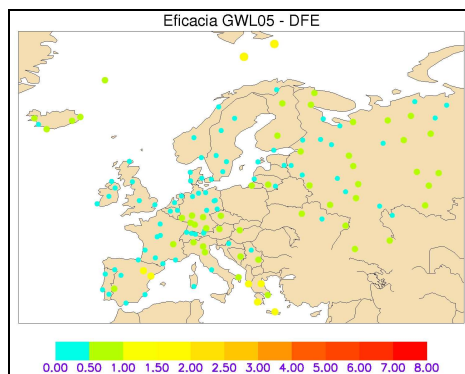
Con la obtención de las dos matrices CE a partir de la ecuación 4.1, corresponden a las estaciones de temperatura mínima versus los 30 patrones GWL (**A**) y las estaciones de temperatura máximas versus los 30 GWL (**B**). Con A y B disponible, se ha podido obtener una clasificación preliminar de aquellos patrones sinópticos con mayor influencia en un día de extremo; por un lado, para aquellos patrones GWL en que los valores de CE han sido superiores a la unidad, se han considerados como favorecedores a la generación de días extremo y por otro para aquellos patrones sinópticos cuyos los valores han sido inferiores a la unidad, se han considerados como inhibidores de temperaturas extremas

La figura 4.1, se muestran la eficacia de cada patrón sinóptico GWL en función de un DFE o DCE en una determinada estación de medida; el valor máximo obtenido del coeficiente de eficacia en todos los cálculos, ha sido de 7,26, por lo tanto, a la hora de representar cada patrón sinópticos se ha establecido un rango que va desde 0.0 valor mínimo hasta 8.0, valor máximo.

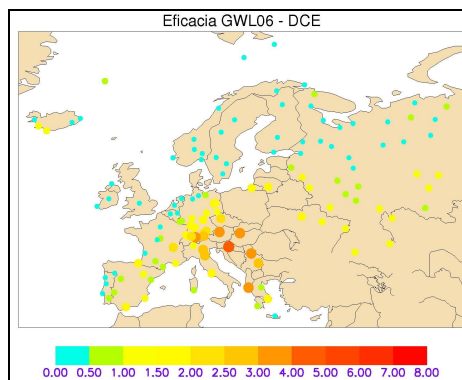
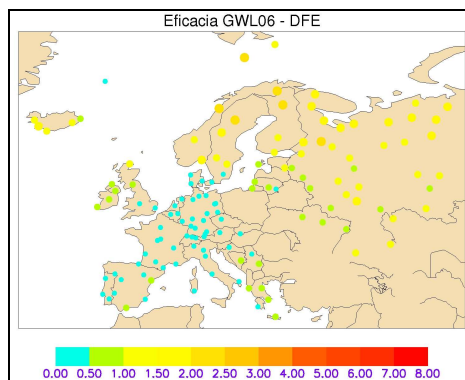
¹⁰ Numero de DFE o DCE ($N_{DFE/DCE}$): Una media de 332 días de frío extremo y 268 días de calor extremo por estación ya que has sido considerado los percentiles 5% y 95% con respecto a las series diarias de temperaturas mínimas y máximas respectivamente.



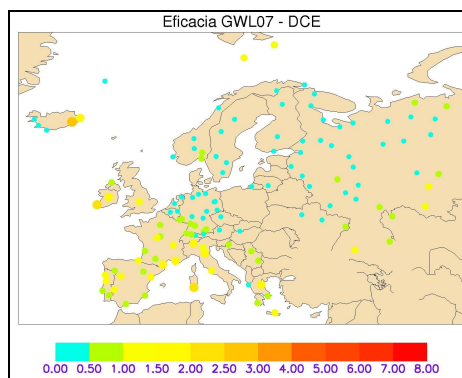
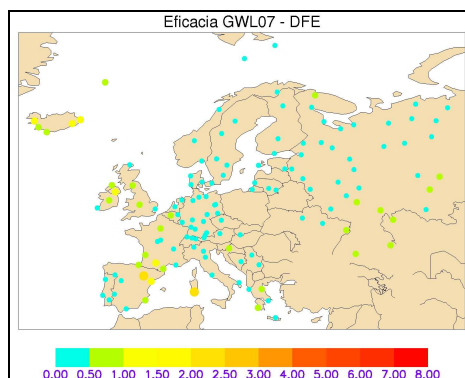
GWL05



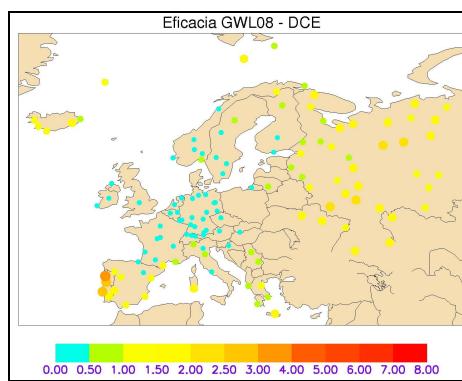
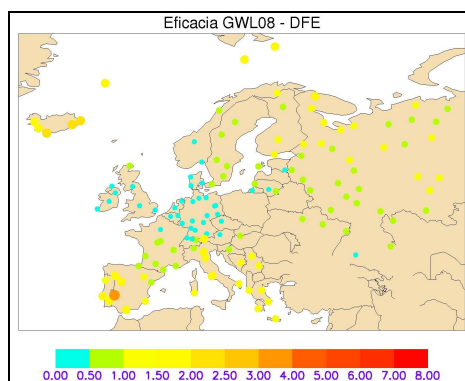
GWL06



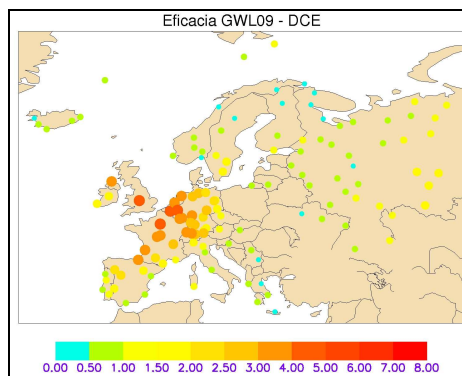
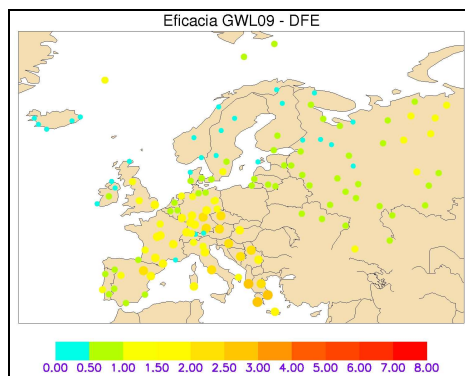
GWL07



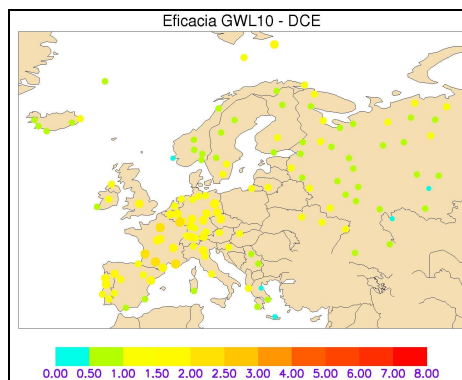
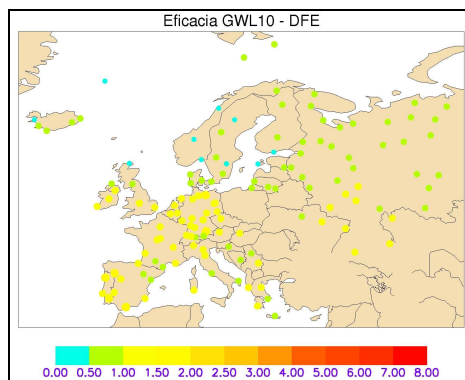
GWL08



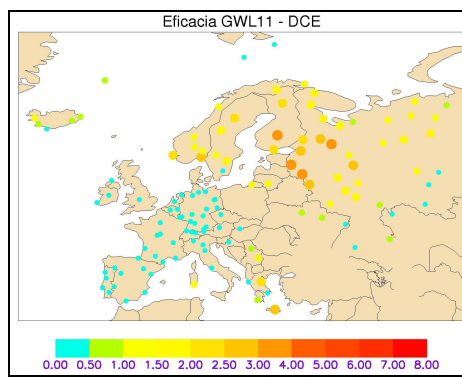
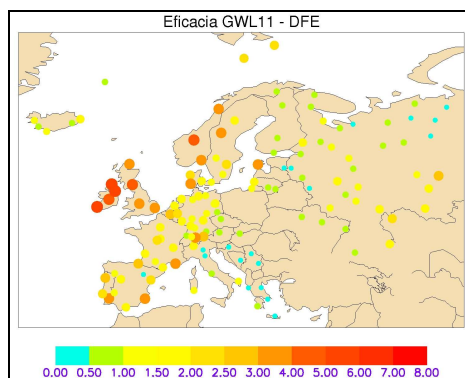
GWL₀₉



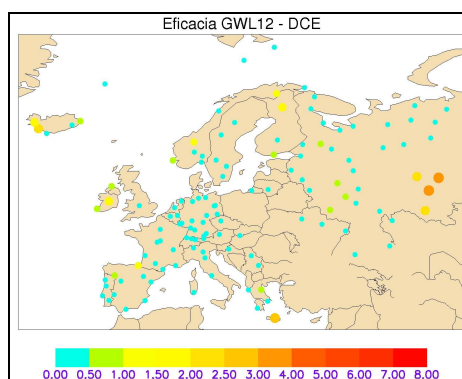
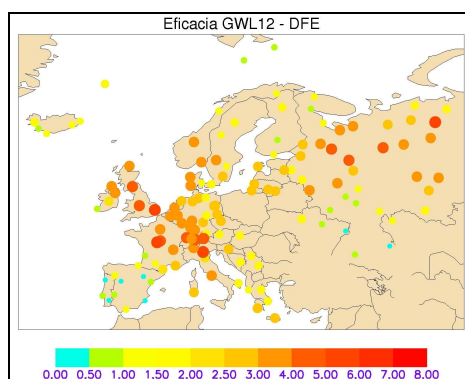
GLW₁₀



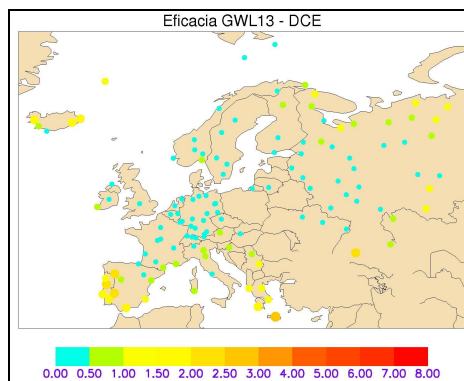
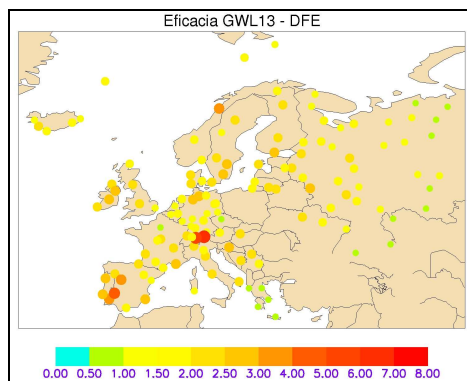
GWL₁₁



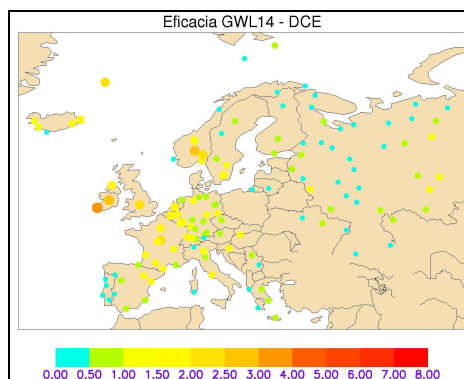
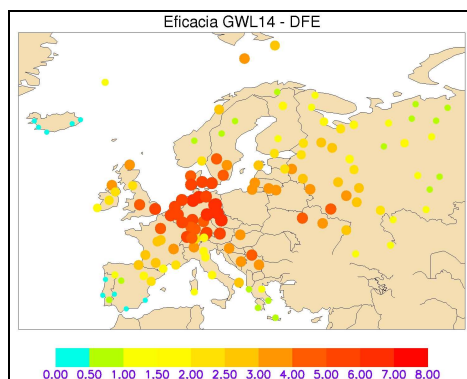
GWL₁₂



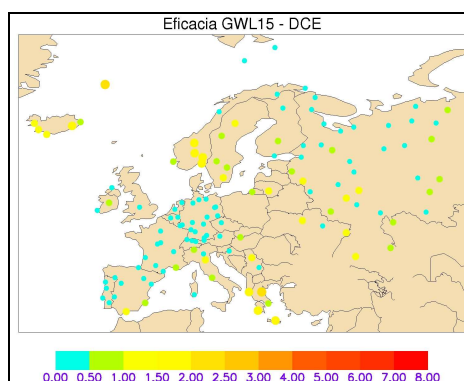
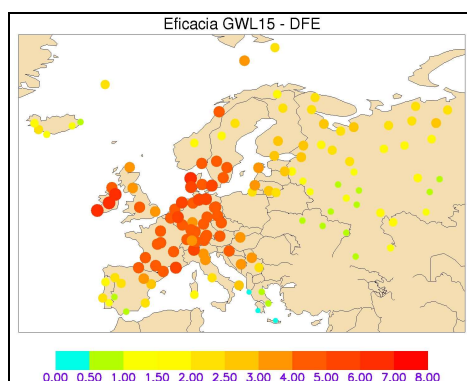
GWL₁₃



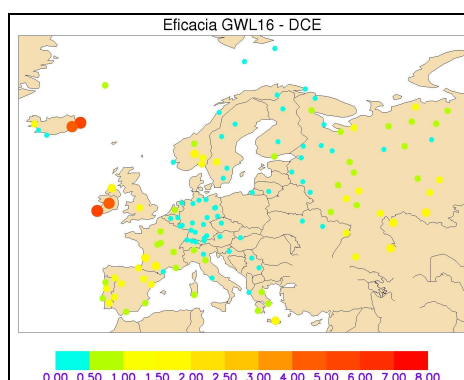
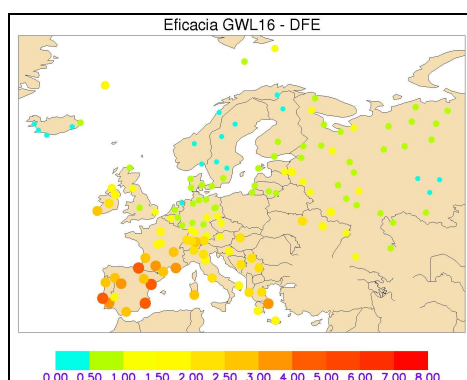
GWL₁₄



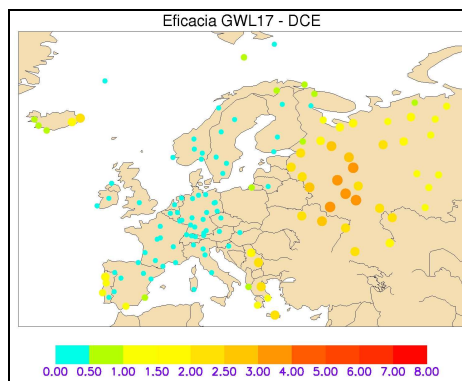
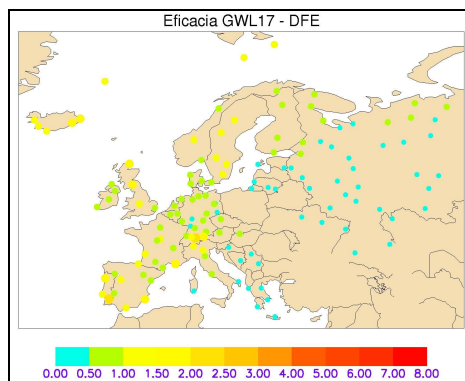
GWL₁₅



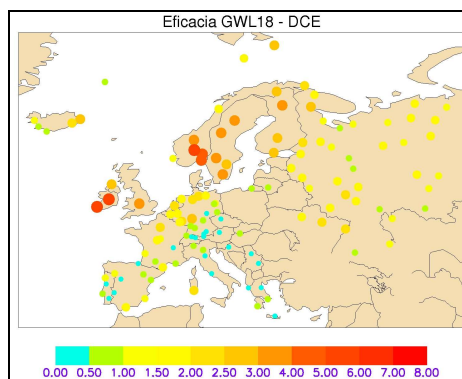
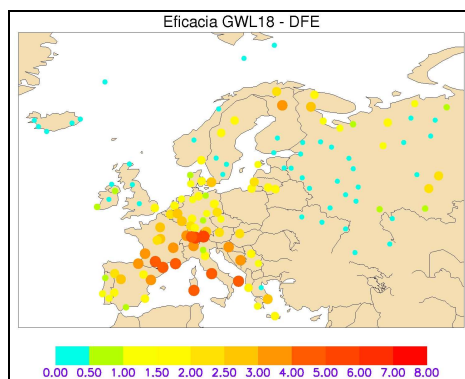
GWL₁₆



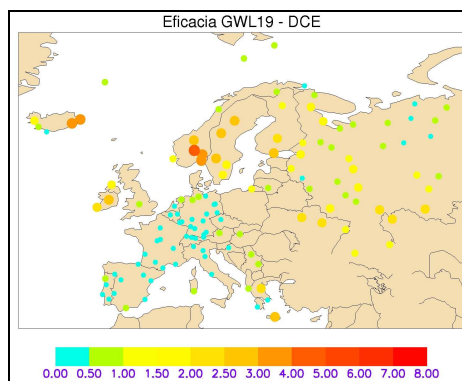
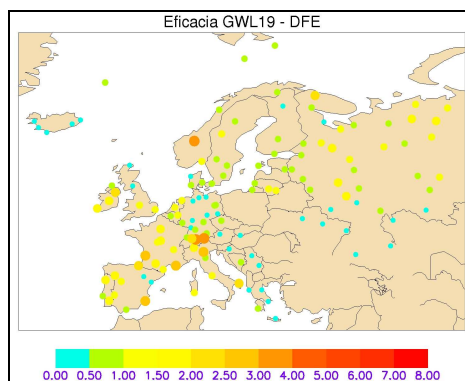
GWL17



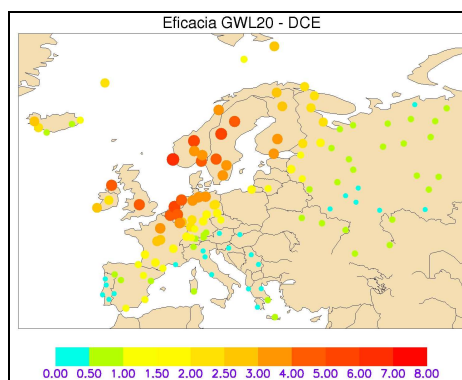
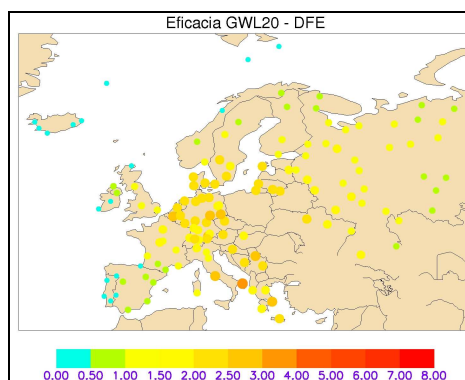
GWL18



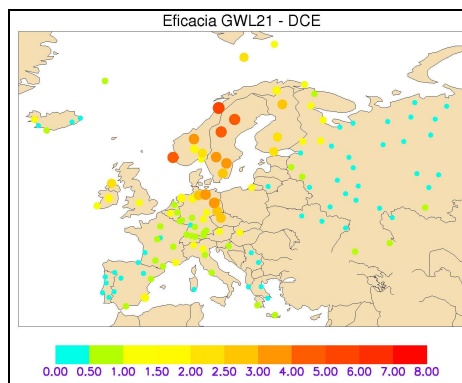
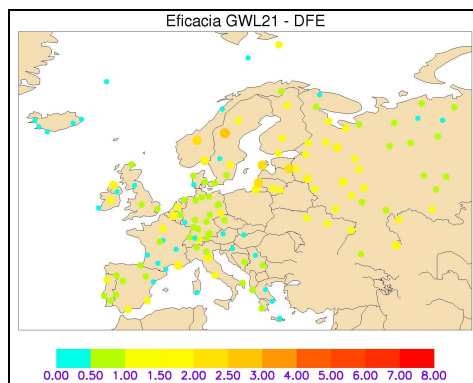
GWL19



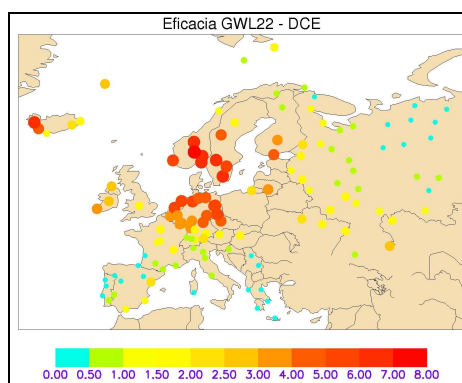
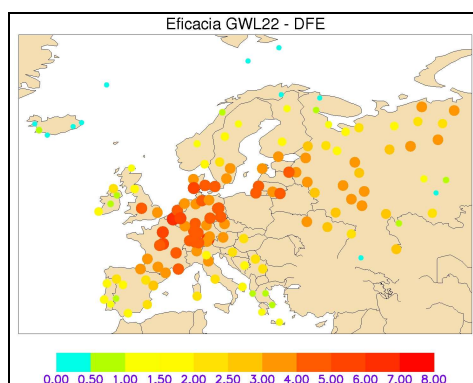
GWL20



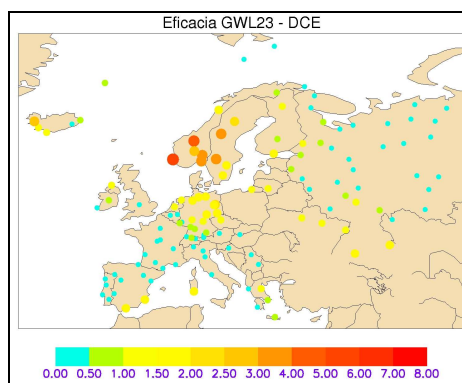
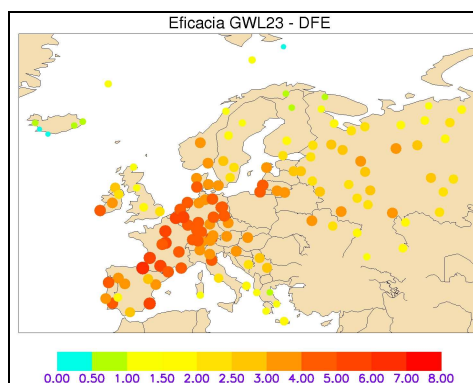
GWL21



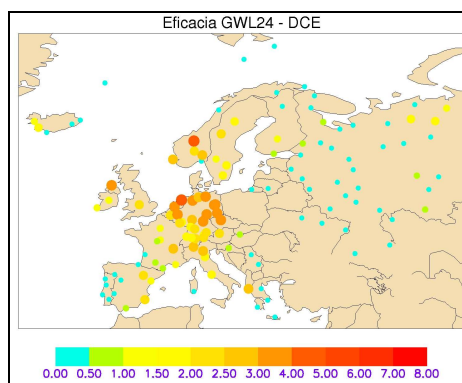
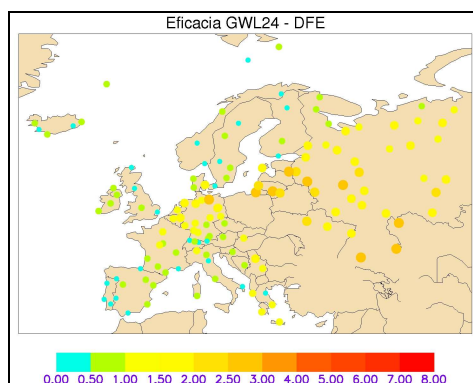
GWL22



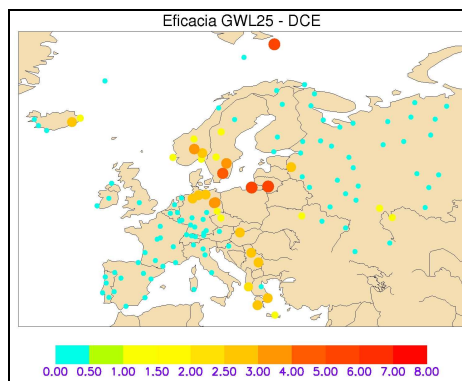
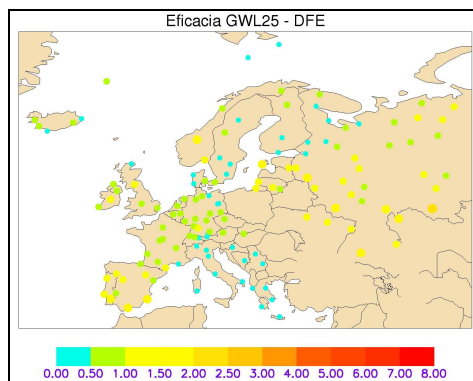
GWL23



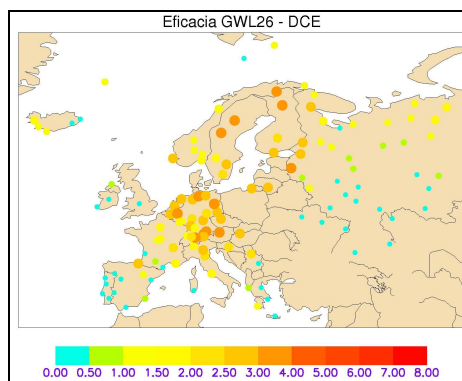
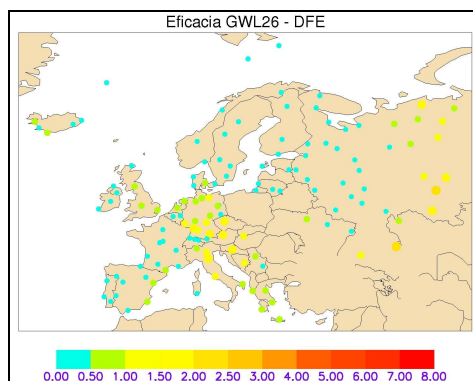
GWL24



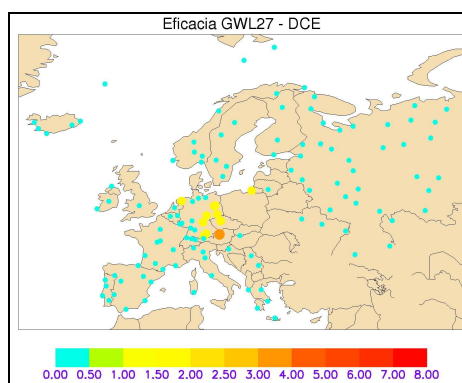
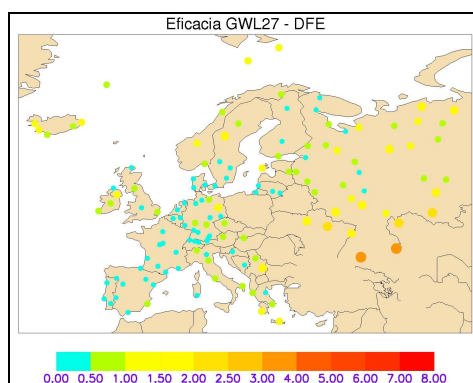
GWL25



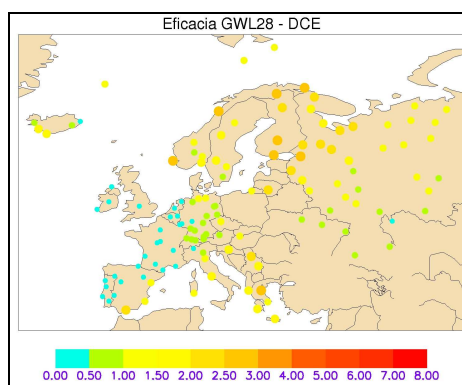
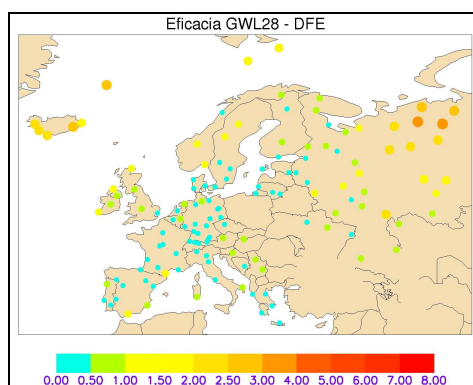
GWL26



GWL27



GWL28



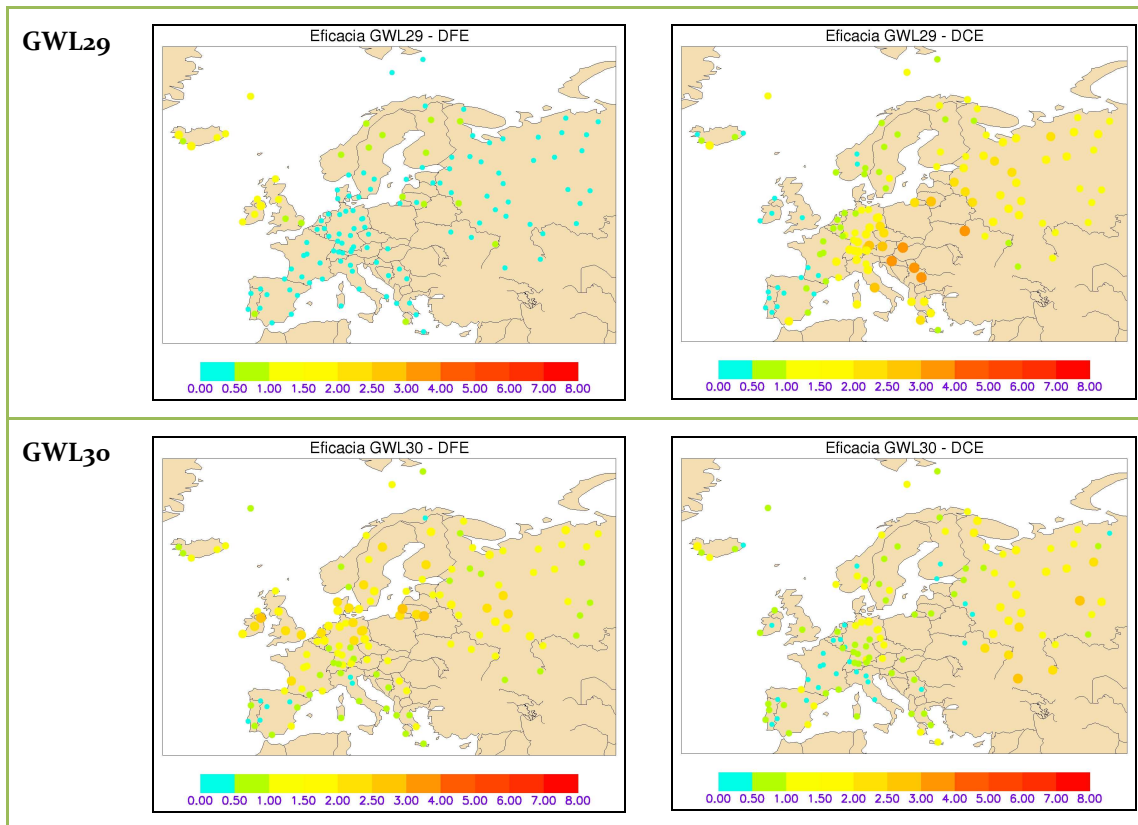


Figura 4.1 – Eficacia de cada patrón sinópticos en una determinada estación con respecto de los DFE y de los DCE en Europa para el período de 1955-1998 durante los meses de noviembre-marzo y los meses de junio-septiembre respectivamente.

Como se puede observar, la gran mayoría de las situaciones sinópticas GWL tiene valores de CE que superan la unidad en ciertas estaciones de medidas una determinada región de Europa, lo que quiere decir, que el patrón sinóptico en esta región ha tenido una gran probabilidad de influenciar en un día de extremo. Situaciones sinópticas como por ejemplo las GWL14, GWL15 o GWL23 que han presentado valores significativos ($> 6,0$) de CE en el centro de Europa al respecto de los DFEs o aún los patrones GWL09, GWL18 y GWL20 que han tenido valores significativos al respecto de los DCEs. Todos estos patrones, entre otros con niveles de CE altos, tiene alta probabilidad de influenciar en un día extremo, inclusive observamos el patrón GWL22, por ejemplo, puede tener influencia tanto en los DFE como en los DCE.

Por otro lado, también se puede observar valores de CE inferiores a la unidad lo que dice respecto a inhibición o sin ninguna influencia en generar

fenómenos de temperatura extrema; puede un patrón sinópticos tener mucha influencia en una determinada región y ser al mismo tiempo inhibidor en otra, como ha sido mostrado en las figuras de la tabla 4.2.

Para hacer una clasificación definitiva de los patrones GWL de mayor influencia en la generación de días extremos se ha partido de un análisis detallado descrito en el siguiente apartado.

4.3 Clasificación de los patrones GWL en un día de extremo

La clasificación definitiva de los patrones sinópticos GWL se ha obtenida a partir de un análisis de componentes principal rotadas (RPC) (White et al., 1991), técnica usada ampliamente en climatología y otras ciencias atmosféricas con el fin de buscar patrones de variabilidad espacial comunes. Este tipo de análisis estadístico multivariante parte de un número de series temporales de una variable determinada, distribuidas espacialmente en observatorios, y localiza los patrones más significativos de esta región. Estos representan una distribución similar de la varianza de las series. De esta forma se puede obtener patrones o regiones con una variabilidad común, lo que se puede asociar a regiones que se ven afectadas por las mismas causas (Ribera, 1999).

El análisis de RPC considera que toda la información de las distintas series está contenida en su varianza, por lo que se trabaja con su matriz de varianza-covarianza. Se realiza en análisis en dos etapas: (1) se procede a un análisis de componentes principales, que consiste básicamente en la obtención de los autovalores de la matriz de varianza-covarianza. Este proceso permite realizar un cambio del sistema de referencia de la matriz original de datos uno nuevo, de componentes principales, donde las primeras componentes explican la mayor parte de la varianza de los datos originales, la cual es proporcional a su autovalor. (2) se trata de conocer la distribución espacial de estos factores. Para ellos se procede a una rotación de la matriz de componente principal permitiendo con mayor exactitud la localización de cada componente. En la literatura existe un

amplio número de métodos de rotación. En esta memoria, se ha optado por utilizar el método Varimax, que es el más común utilizado en análisis climatológico (Richman, 1986; Stone, 1989; White et al., 1991). En la elección del número de componentes principales a rotar, se ha optado por el criterio de Kaiser (1958) donde sólo se toman aquellas componentes con un auto-valor mayor que la unidad.

El análisis de RPC se ha aplicado en las matrices A^{11} y B^{12} de las cuales se considerado las tres primeras funciones ortogonales (EOF) para destacar aquellos patrones sinópticos con mayor influencia en la generación de días de extremos ya que han explicado un 68,8% y un 57,5% de la varianza acumulada respectivamente.

Las EOFs están representadas por coeficientes que asignan a cada serie original el valor relativo a la componente. A partir de la reconstrucción de estas series de coeficientes se ha podido seleccionar aquellos patrones sinópticos GWL con mayor influencia en la generación de días de extremo. Los coeficientes o auto-valores son los que proporcionan los pesos de las auto-funciones y es directamente proporcional a cada componente principal; cuanto mayor sea el coeficiente de autovalor, mayor será la relación entre las variables utilizadas en el análisis de RPC. Para obtener la matriz de datos de los coeficientes de auto-valores (V_{mn})¹³ se ha utilizado la matriz de los coeficientes de cada una EOF (O_{mn}) por el valor del respectivo CE bajo la suma de los valores de cada coeficiente de O conforme se muestra en la ecuación que sigue a continuación.

$$V_{mn} = \frac{\sum a_{ij} \times o_{ij}}{\sum o_{ij}} \quad (4.2)$$

Donde los valores de la matriz A o B son representados por (a_{ij}) y los valores de la matriz O dado por (o_{ij}) con $i = 1, 2, \dots, m$, $j = 1, 2, \dots, n$.

¹¹ A correspondiente a la matriz de los 30 patrones GWL por las 135 estaciones T_{MIN}

¹² B correspondiente a la matriz de los 30 patrones GWL por las 127 estaciones T_{MAX}

¹³ V correspondiente a la matriz de los auto-valores, donde $m = 30$ (GWL) y $n = 3$ (EOF)

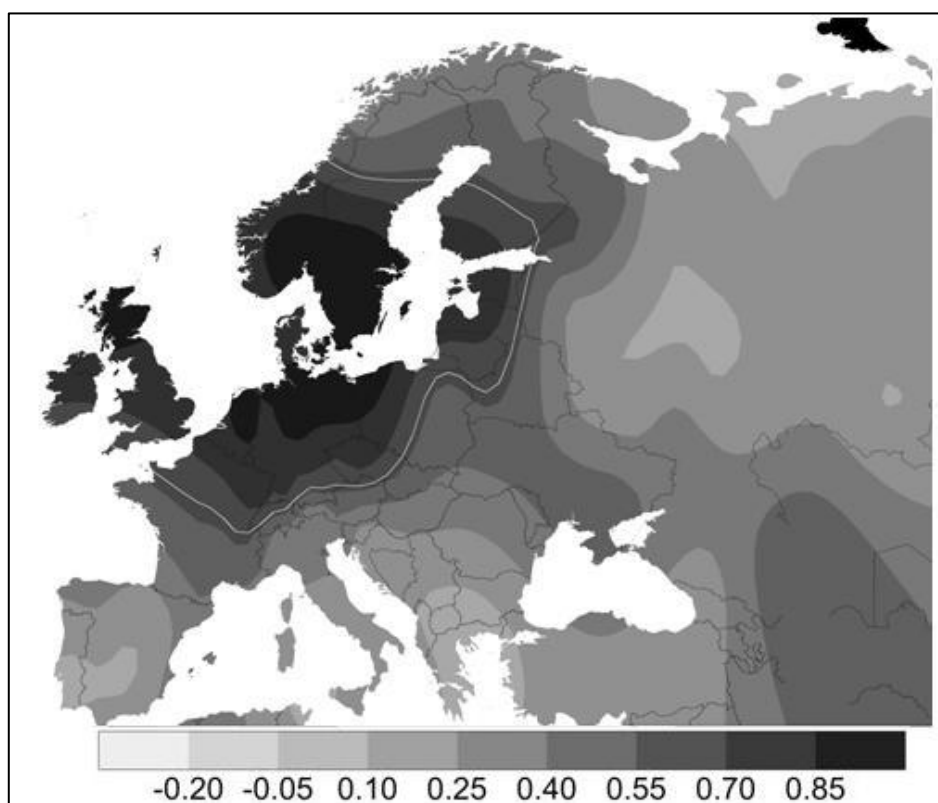
A partir de una clasificación decreciente se obtiene las situaciones sinópticas GWL con los mayores coeficientes de auto-valor, consecuentemente, relacionados con los extremos de temperatura. La tabla 4.1 se puede observar esta clasificación y los valores (entre paréntesis) de coeficiente de auto-valores a partir de la reconstrucción de las tres primeras EOFs.

Tabla 4.1 – Patrones sinópticos GWL seleccionados a partir de la reconstrucción de las series de coeficiente de auto-valores (entre paréntesis) para las tres primeras EOFs.

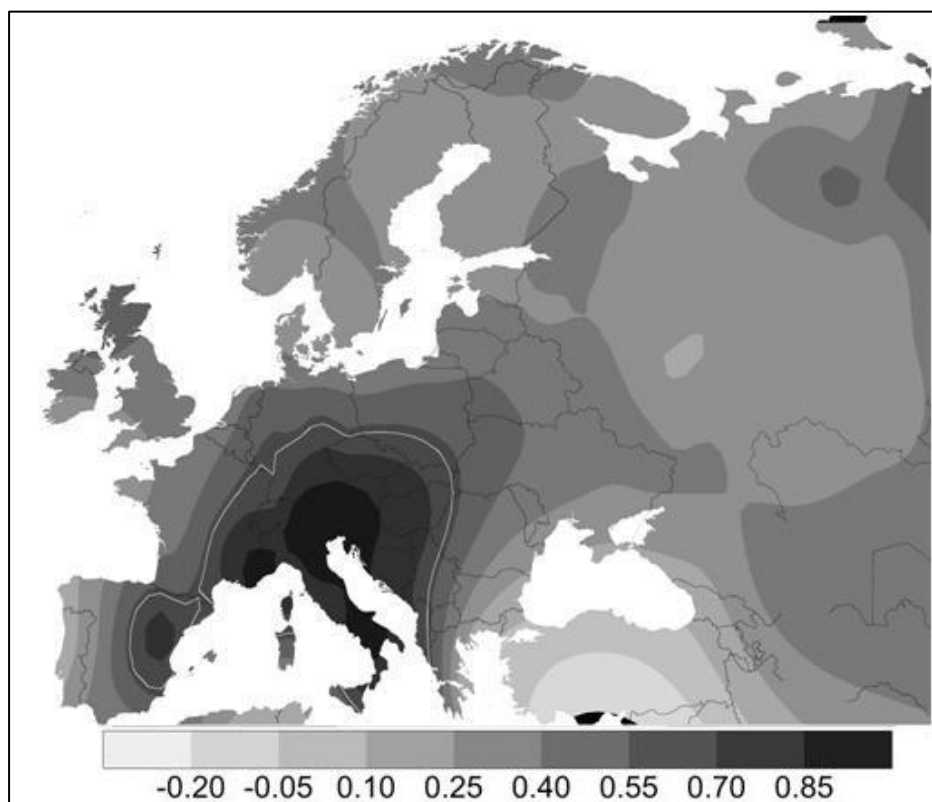
Temperatura Mínima			Temperatura Máxima		
1ª EOF – 48,2%	2ª EOF – 11,4%	3ª EOF – 9,2%	1ª EOF – 25,9%	2ª EOF – 17,1%	3ª EOF – 14,5%
GWL15 (3,54)	GWL15 (3,19)	GWL14 (2,83)	GWL01 (3,17)	GWL22 (3,02)	GWL04 (2,53)
GWL23 (3,09)	GWL14 (2,95)	GWL15 (2,74)	GWL09 (3,01)	GWL20 (2,75)	GWL11 (2,42)
GWL22 (2,96)	GWL22 (2,84)	GWL23 (2,67)	GWL10 (2,76)	GWL18 (2,64)	GWL18 (2,27)
GWL14 (2,66)	GWL23 (2,82)	GWL22 (2,45)	GWL16 (2,59)	GWL24 (2,12)	GWL28 (2,15)
GWL12 (2,44)	GWL12 (2,32)	GWL12 (2,02)	GWL22 (2,14)	GWL09 (2,02)	GWL20 (1,84)

Como se puede observar en la tabla anterior, han sido en un total de 15 patrones GWL que proporcionan los mayores valores de coeficientes en las tres primeras EOFs, siendo cinco pertenecientes a las de temperaturas mínimas y diez a las temperaturas máximas, teniendo en común el patrón sinóptico GWL22. Los patrones sinópticos que relacionan las temperaturas mínimas han sido los mismos en las tres EOF, únicamente diferenciados por los valores de los coeficientes de auto-valor mientras que los patrones GWL asociados a la temperatura máxima han sido más diversificados. Por este hecho, se ha tratado de verificar las regiones que han sido más significativas de las tres primeras EOFs. La figura 4.2 se muestran los patrones obtenidos para las tres primeras EOF donde se puede observar que la primer EOF (Fig. 4.2a) implica en el sector RU/Irlanda, una gran parte de Escandinavia y la costa norte de Europa central. La segunda EOF (Fig. 4.2b) coincide con la región mediterránea y centro Europa y la tercera EOF (Fig. 4.2c) con la Europa Oriental.

a)



b)



c)

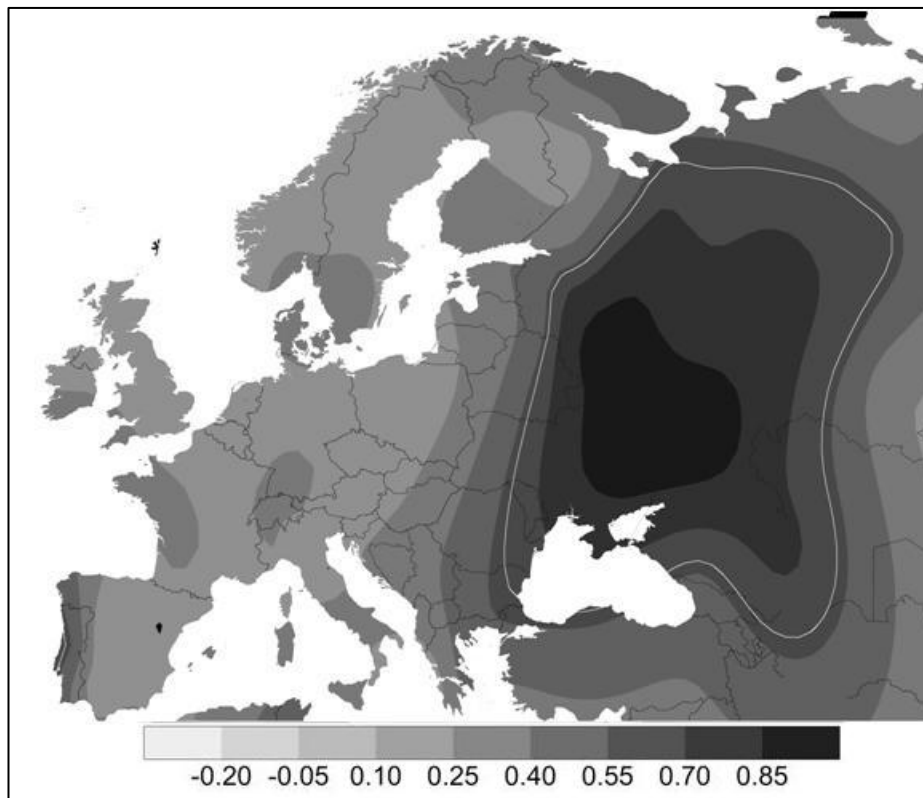


Figura 4.2 – Regiones representadas por las tres primeras EOF a partir del análisis de componentes principales rotadas realizadas en la matriz B donde a) para la 1ª EOF, b) para la 2ª EOF y c) para la 3ª EOF

A partir de la figura 4.2, se puede observar patrones sinópticos que influyen en la ocurrencia de DCE en una determinada zona o en dos regiones. Por ejemplo, Los patrones sinópticos GWL09 y GWL22 que se citan en la 1ª y 2ª EOF, influyen en la región occidental de Europa mientras que las situaciones GWL18 y GWL20, en las regiones del Sur y Este europeo. Respecto de los patrones sinópticos de mayor influencia en los DFE, se constata que estos, a su vez, influyen en las tres regiones descritas y aún más, el patrón GWL22, por ejemplo, cuando ocurre, existe la posibilidad de generar tanto un DFE como un DCE. También se observar cómo coinciden las tres regiones con el análisis de tendencia en la frecuencia anual de DCE y DFE, donde las primeras dos EOF coinciden con la región occidental de Europa y la tercera en la zona oriental que a su vez las tendencias de DFE y DCE en esta zona no han sido significativas.

La tabla 4.2 se puede observar las principales observaciones que se han obtenidas a partir del análisis de RPC realizado, donde se muestra el código del patrón sinóptico, DFE y DCE para informar si el patrón sinóptico tiene o no influencia en las temperatura extremas; se analiza solo los casos afirmativos (S) y se marca con una X, las regiones en que el patrón sinópticos ha tenido su mayor potencial de influencia de acuerdo con cada EOF respectivamente.

Tabla 4.2 – Patrones sinópticos GWL que influyen en un DFE y DCE en Europa.

GWL Código	DFE	DCE	Norte Occidental Europa + RU/Irlanda	Centro / Sur Occidental de Europa	Centro Europa Oriental
01		S	X		
04		S			X
09		S	X	X	
10		S	X		
11		S			X
12	S		X	X	X
14	S		X	X	X
15	S		X	X	X
16		S	X		
18		S		X	X
20		S		X	X
22	S	S	X		
23	S		X	X	X
24		S		X	
28		S			X

Se han representado a través de campos de anomalías de presión atmosférica a nivel de SLP y de 500 hPa cada uno de los patrones sinópticos GWL descritos en la tabla 4.2. Los campos de anomalías de hecho, se utilizan comúnmente para describir y entender los enlaces físicos de la circulación atmosférica así como, características sinópticas en superficie o en varias escalas de altitud. Hay proyectos que siguen la línea de realizar investigaciones aplicando este métodos como por ejemplo, el proyecto ACCORD (Atmospheric Circulation

Classification and Regional Downscaling) o el STARDEX¹⁴ (Statistical and Regional Dynamical Downscaling of Extremes for European Regions, 2002-2005).

Para se obtener los campos de anomalías, generalmente se utilizan una base de datos común con datos históricos y elementos climatológicos necesaria para su elaboración. El reanálisis ERA40 o NCEP/NCAR¹⁵ proporcionan por ejemplo estos bancos de datos y una amplia cobertura espacial. El presente trabajo, se usarán los datos del modelo NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001) debido su mayor longitud temporal de registros y la mayor evaluación a la que se ha sometida al modelo. Los campos utilizados incluyeron datos diarios en SLP así como, en altura geopotencial en 500hPa con una rajilla de 2,5° x 2,5° cubriendo un área comprendida entre 30°N – 80°N y 30°W – 60°E a las 00UTC para el período de 1955-1998, ambos inclusive.

La metodología para calcular los campos de anomalías en esta memoria están basados en los mismos procedimientos utilizados por Jenkinson et al (1977), Trigo et al (2000) y Jones et al (1993). La técnica consiste básicamente en la obtención de valores de presión en diferentes niveles a partir de la diferencia de promedios históricos de presión con las del período que se quiere analizar. Los mapas de composición (composite) de los campos de anomalías de los patrones sinópticos GWL que se han realizado han sido a nivel de SLP y de 500 hPa teniendo en cuenta anomalías positivas dada por:

$$P - \bar{P} > 0 \quad (4.3)$$


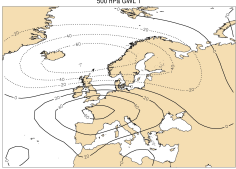
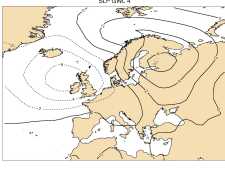
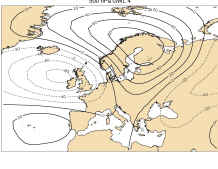
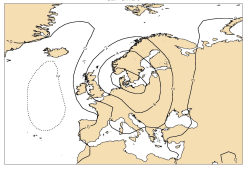
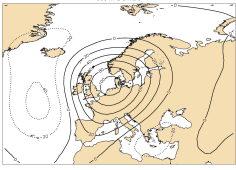
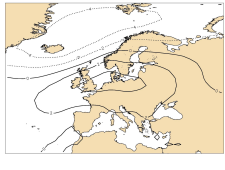
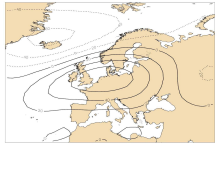
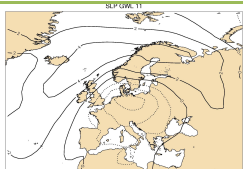
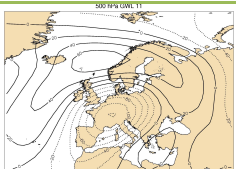
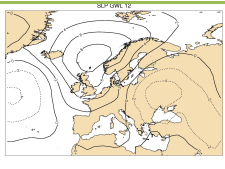
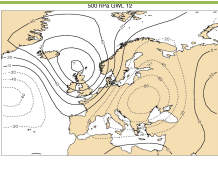
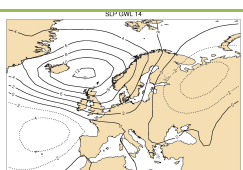
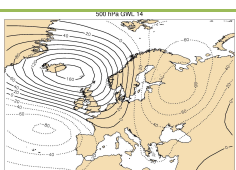
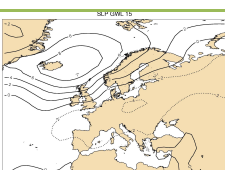
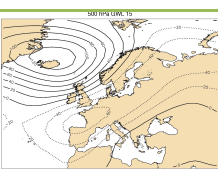
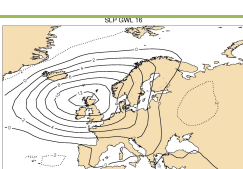
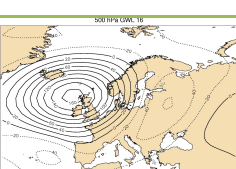
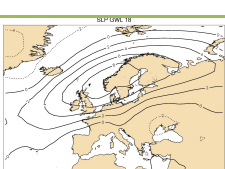
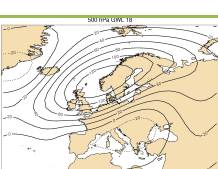
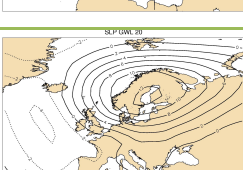
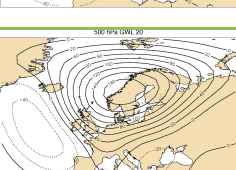
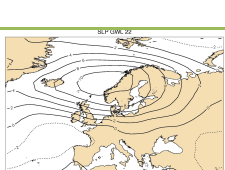
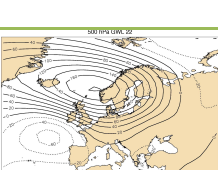
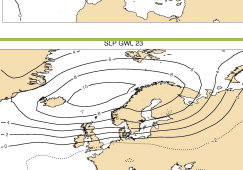
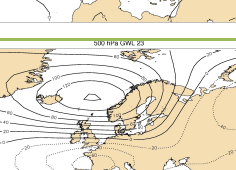
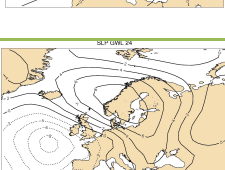
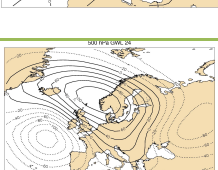
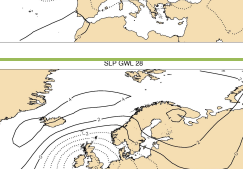
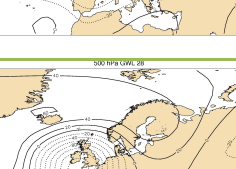
Donde P es el valor de presión del periodo en análisis y \bar{P} el valor de promedio histórico de presión.

La tabla 4.3 se muestran los mapas de anomalías en SLP y en 500 hPa creados para cada uno de los patrones sinópticos GWL donde la línea continua representa los valores positivos de presión y las líneas a trazos discontinua los negativos.

¹⁴ STARDEX – Para mayores detalles ver <http://www.cru.uea.ac.uk/projects/mps>

¹⁵ <http://www.ncar.ucar.edu/>

Tabla 4.3 – Campos de anomalías en SLP y 500hPa de los patrones sinópticos GWL de mayor influencia en la generación de días de extremo.

GWL Cód.	A nivel SLP	A nivel en 500 hPa	GWL Cód.	A nivel en SLP	A nivel en 500 hPa
01			04		
09			10		
11			12		
14			15		
16			18		
20			22		
23			24		
28					

Se obtienen trece patrones sinópticos (ver tabla 4.3 con excepción del GWL01 y GWL28) similares al respecto de la ubicación de las presiones positivas

(altas) y presiones negativas (bajas); las altas presiones se ubican al oeste-noroeste, sobre el Atlántico Norte en las latitudes de las Islas Británicas y Escandinavia mientras que los valores negativos al oeste de la Península Ibérica sobre el océano Atlántico. Los patrones dos (GWL₀₁ y GWL₂₈) han sido distintos tratando de ubicación de las altas presiones comparados con los otras situaciones; en estos casos, la alta en el patrón GWL₀₁ se encuentra sobre Francia y norte de España y la baja sobre el Atlántico norte mientras la alta en el patrón GWL₂₈ está sobre Islandia y la baja sobre las Islas Británicas extendiéndose hasta Europa occidental.

A partir de la obtención de estos mapas de anomalías, se ha podido verificar relacionar los acontecimientos de eventos de temperaturas extremas donde se sabe la estrecha relación que existe entre las situaciones sinópticas anticiclónicas, a su vez conllevan a disminución en las temperaturas mínimas e incrementos en la temperatura máxima o las situaciones sinópticas ciclónicas que generan justamente al revés al respecto de las temperaturas mínimas y máximas. De esta forma, estos mapas obtenidos, muestra disminución en la temperatura mínima e incrementos de temperatura máxima para aquellos valores en que la desviación ha sido positiva o bien como incrementos en la temperatura mínima y disminución en la temperatura máxima para aquellos valores en que la desviación ha sido negativa. Por lo tanto se puede relacionar cada uno de los patrones GWL destacados con las temperaturas extremas. Solo como uno ejemplo, el patrón GWL₀₁ muestra (ver tabla 4.3) la desviación positiva, es decir, la presión alta, sobre Francia y al norte de España, al tratarse de una situación sinóptica anticiclónica (WA) según HB, evidencia en esta región posibilidades de incremento de temperatura máxima visto que este patrón sinóptico se destaca en la 1ª EOF conforme la tabla 4.2. Sucesivamente, al relacionar cada mapa de campos de anomalías obtenidos con las temperaturas, se puede tener ideas clara donde existe la posibilidad de disminución o incrementos en la temperatura de cada región europea.

4.4 Análisis de tendencias en los patrones GWL

En este apartado, se ha tratado de describir el análisis de tendencias realizado en la frecuencia anual de los patrones sinópticos GWL. La metodología aplicada ha sido similar en el análisis de tendencias de los días extremos. La tabla 4.4 muestra los resultados obtenidos en este análisis indicando las tendencias positivas (▲) y negativas (▼) detectadas en la frecuencia anual de los patrones GWL, además, se muestra el nivel de confianza considerando tendencias significativas valores de $p < 0,10$.

Tabla 4.4 – Tendencia en la frecuencia anual de los patrones GWL para el período de 1955-1998 donde los símbolos ▲ y ▼, representan las tendencias positivas negativas respectivamente.

GWL Código	Tendencia y significatividad (p)	GWL Código	Tendencia y significatividad (p)
GWL01	▲ (0,01)	GWL16	▲ (0,03)
GWL02	▼ (0,10)	GWL17	▼ (> 0,10)
GWL03	▲ (> 0,10)	GWL18	▲ (0,03)
GWL04	▲ (0,03)	GWL19	▲ (> 0,10)
GWL05	▲ (> 0,10)	GWL20	▲ (0,02)
GWL06	▲ (> 0,10)	GWL21	▲ (> 0,10)
GWL07	▲ (> 0,10)	GWL22	▲ (0,09)
GWL08	▲ (> 0,10)	GWL23	▼ (0,09)
GWL09	▲ (0,00)	GWL24	▲ (0,04)
GWL10	▲ (0,10)	GWL25	▲ (> 0,10)
GWL11	▲ (0,07)	GWL26	▲ (> 0,10)
GWL12	▼ (0,10)	GWL27	▲ (> 0,10)
GWL13	▲ (0,10)	GWL28	▲ (0,10)
GWL14	▼ (0,06)	GWL29	▼ (> 0,10)
GWL15	▼ (0,01)	GWL30	▼ (> 0,10)

En la tabla 4.4, se destaca (negrito) los quince patrones sinópticos de mayor influencia en la generación de DFE y DCE conforme expuesto en la tabla 4.2 donde se observa los patrones GWL asociados en los DFE tendencias negativas con excepción del patrón GWL22, y los asociados con DCE tendencias positivas.

A partir de un análisis de regresión lineal realizado en la frecuencia anual absoluta de los patrones sinópticos GWL que han presentado tendencias significativas, se ha estimado en la frecuencia anual, un promedio de disminución de $-0,10/\text{año}$ en aquellos patrones sinópticos que han presentado tendencias negativas significativas una disminución e incrementos de $+0,29/\text{año}$ en los patrones con tendencias positivas.

Al relacionar los resultados en este análisis de tendencia con los resultados obtenidos en la frecuencia anual de días de temperaturas extremas se puede afirmar que análisis ha sido lo esperado. Por un lado, los patrones sinópticos que han detectado tendencias negativas, son los que influyen en los DFE, a su vez, estos se han detectado tendencias negativas en la frecuencia anual, por otra parte, los patrones sinópticos que se han encontrado tendencias positivas conlleva a la concordancia con la frecuencia anual de DCE, a su vez, con tendencias también positivas.

Por lo tanto, se puede afirmar que existen tendencias de disminución en la frecuencia anual de aquellos patrones sinópticos GWL que generan los DFEs y tendencias de incrementos en la frecuencia anual de aquellos patrones sinópticos GWL que posibilitan la generación de DCE.

Capítulo 5 – Conclusiones

Los resultados obtenidos en esta memoria de tesis doctoral han sido resumidos en los siguientes puntos:

1. La temperatura umbral (T_U) que define un día de frío extremo, DFE, y un día de calor extremo, DCE, en Europa, tienen un rango de variación muy amplia: para las temperaturas mínimas es de $-39,1^{\circ}\text{C}$ hasta $+6,1^{\circ}\text{C}$, correspondiente a las estaciones $T_{\text{MIN}} 288$ al norte de Rusia y $T_{\text{MIN}} 231$ en Grecia respectivamente teniendo como temperatura umbral media de $T_{\bar{U}\text{MIN}} = -14,1^{\circ}\text{C}$; para las temperaturas máximas este rango es de $+7,0^{\circ}\text{C}$ hasta $+39,4^{\circ}\text{C}$, correspondiente a las estaciones $T_{\text{MAX}} 584$ al suroeste de la región de Svalbard en Noruega y $T_{\text{MAX}} 708$ de Badajoz en España y un promedio de temperatura umbral de $T_{\bar{U}\text{MAX}} = +28,1^{\circ}\text{C}$. Además, se ha observado que 89,6% de las estaciones de las series de temperatura mínima están en un intervalo entre $-29,9^{\circ}$ al $+5,0^{\circ}\text{C}$ y un 90,5% de las estaciones de las series de temperatura máxima están entre los $+25,1^{\circ}\text{C}$ y los $+40,0^{\circ}\text{C}$.

2. Se han detectado tendencias negativas estadísticamente significativas ($p = 0,01$) en los eventos anuales de DFE y tendencias positivas estadísticamente significativas al mismos niveles en la frecuencia anual de DCE. Esta constatación ha sido posible llevando a cabo un análisis de frecuencia en las series de promedios anuales de eventos de frío y calor extremo.
3. En Europa, para la mayoría de los países analizados, se ha producido un descenso en la frecuencia anual de DFE e incrementos en la frecuencia anual absoluta de DCE. Esta constatación se ha dado a partir de un análisis de tendencias donde se han encontrado en 65,2% de las estaciones de temperatura mínima tienen tendencias negativas estadísticamente significativas al 90% en la frecuencia anual de DFE, mientras que 39,4% de las estaciones de temperatura máxima se han encontrado tendencias positivas estadísticamente significativas a los mismos niveles en la frecuencia anual de DCE. Para evaluar la naturaleza de los descensos de DFE y los incrementos de los DCE, se han realizado un análisis de tendencia en la temperatura media y en su desviación estándar para los períodos de noviembre-marzo y de junio-septiembre, correspondiente a las series de temperatura mínima y a las series de temperatura máxima respectivamente. El análisis realizado en la temperatura mínima media han detectado tendencias positivas estadísticamente significativas en 73,3% de las estaciones y en la desviación estándar de estas series, se han encontrado 53,3% de las estaciones, tendencias negativas estadísticamente significativas; en el caso de la temperatura máxima media y la varianza, se han encontrado en ambos factores, tendencias positivas estadísticamente significativas siendo un 26,8% y un 40,9% de las estaciones respectivamente.

4. Las tendencias significativas detectadas en los DFE y en los DCE han sido mayormente en la región occidental de Europa; en la región del Este europeo las tendencias encontradas no han sido significativas.
5. Se han detectado un mayor número de estaciones con tendencias significativas en el período de 1977-98 (2) que el periodo 1955-76 (1). Además, en el periodo (2), se ha verificado una mayor incremento en la temperatura mínima media como las estaciones que han presentado tendencias positivas estadísticamente significativas al $p < 0,10$; de 17,0% pasa a ser un 63,0%.
6. En el análisis de tendencias para los dos periodos de DCEs, se han detectado un mayor número de estaciones con tendencias positivas significativas en la frecuencia anual de DCE en el periodo (2) que en (1); de 20 estaciones pasa a 60. La naturaleza de este incremento en el segundo periodo, principalmente, se debe a los factores de temperatura máxima media y la varianza que han incrementado.
7. A partir del análisis de tendencias, se ha podido verificar que la disminución en la frecuencia anual de DFE ocurridos en Europa ha sido debido al incremento de la temperatura mínima media con estimativa de $0,5^{\circ}\text{C}$ a $1,0^{\circ}\text{C}$. Para la desviación típica estándar, se estimado una disminución de $-0,25^{\circ}\text{C}$ al $-0,5^{\circ}\text{C}$ en la temperatura mínima. Además, el incremento en la frecuencia anual de DCE ha sido en función de ambas variables, con estimativas de incrementos de $0,5^{\circ}\text{C}$ al $2,0^{\circ}\text{C}$ en la temperatura máxima media y de $0,25^{\circ}\text{C}$ al $1,0^{\circ}\text{C}$ en la varianza.
8. Basado en el catalogo de Hess-Brezosky (HB), se ha determinado los patrones sinópticos de mayor influencia en la generación de días

de extremo. Para ello, se ha calculado un coeficiente para determinar la eficacia de un patrón sinóptico GWL en un día de extremo de cuál se ha considerado como coeficiente de eficacia; para aquellos valores superiores a la unidad, se han considerado patrones sinópticos de influencia en un día extremo y al revés para aquellos valores que han sido inferiores a la unidad, en este último caso, los patrones GWL han sido considerados como inhibidores.

9. A partir del empleo de un análisis de componentes principal rotada considerando las tres primeras EOFs se ha obtenido una clasificación de aquellos patrones sinópticos GWL de mayor influencia generación de DFE: GWL₁₂, GWL₁₄, GWL₁₅, GWL₂₂ y GWL₂₃ y en la generación de DCE: GWL₀₁, GWL₀₄, GWL₀₉, GWL₁₀, GWL₁₁, GWL₁₆, GWL₁₈, GWL₂₀, GWL₂₂, GWL₂₄ y GWL₂₈.
10. A partir del proceso aplicado de RPC, se ha podido demostrar las regiones donde cada patrón sinóptico ha presentado su mayor potencial de influencia. Se ha verificado para aquellos patrones GWL asociados en un DCE que están distribuidos en tres regiones diferentes: (1) norte occidental de Europa incluyendo Reino Unido e Irlanda, (2) centro-sur de Europa y (3) centro oriental de Europa. Referente a los DFE, los patrones asociados tienen alta probabilidad de influenciar en toda Europa.
11. En los mapas de campo de anomalías creado para los quince patrones sinópticos GWL asociados en los DFE y DCE, se ha verificado que la región centro-norte occidental de Europa ha sido marcada por la presencia de anomalías positivas mientras al oeste de la Península Ibérica sobre el océano Atlántico, la presencia anomalías negativas. Por un lado, en las regiones de anomalías

positivas, existe la posibilidad de disminución en la temperatura mínima e incrementos en la temperatura máxima por otro, en las regiones donde se han detectado anomalías negativas, existen las posibilidades de incrementos en la temperatura mínima y disminución en la temperatura máxima.

12. Al respecto de los DFE y los patrones GWL de mayor influencia, se ha verificado concordancia entre los resultados obtenidos a partir del análisis de tendencia; se ha detectado tendencias negativas estadísticamente significativas al 90% en cuatros patrones sinópticos coherentes con los resultados del análisis de frecuencia anual de DFE, que en este caso muestra la disminución de eventos. Con respecto a los DCE y los respectivos patrones sinópticos de influencia, también muestran coherencias en ambos resultados; los diez patrones sinópticos se han detectado tendencias positivas significativas a los mismos niveles, así como, en la frecuencia anual de DCE. Además, se ha estimado una disminución de $-0,10/\text{año}$ en los patrones GWL-DFE e incrementos de $+0,29/\text{año}$ en los patrones GWL-DCE. Por lo tanto, se puede afirmar con la mayor seguridad posible, tendencias de disminución en la frecuencia anual de DFE en función de la disminución de los aquellos patrones sinópticos GWL que generan los eventos de frío extremo y tendencias de incrementos en la frecuencia anual de DCE en función de los incrementos significativos detectados en aquellos patrones sinópticos GWL que generan los eventos de calor extremo.

Capítulo 6 – Referencias

- [1] Abaurrea, J., Álvarez, E., Asín, J., Cebrián, A. C., y Centelles, A. [2007]: *Comparative analysis of daytime and night-time extreme hot event processes in several Spanish*. Geophysical Research Abstracts, **9**, 09666
- [2] Alberti, J. C., Díaz, J. [1997]: Modelización de la mortalidad diaria en la Comunidad de Madrid (1986-1991). Gaceta Sanitaria, **11**, 9-15.
- [3] Alberti, J. C., Díaz, J., Montero, J.C. y Mirón, I. J. [1998]: *Daily mortality in Madrid Community (Spain) 1986-1991: Relationship with atmospheric variables*. European Journal of Epidemiology, **14**, 571-578.
- [4] Anderson, J. y Bausch, C. [2005]: *Climate Change and Natural Disasters: Scientific evidence of a possible relation between recent natural disasters and climate change*. European Parliaments' Environmental, Public Health and Food Safety Committee. Brief 02a/2006.

- [5] Bárdossy, A. y Caspary, H. J. [1990]: *Detection of Climate Change in Europe by Analyzing European Atmospheric Circulation Patterns from 1881 to 1989*. Theor. Appl. Climatol. **42**, 155-167.
- [6] Bartholy, J. y Pongracz, R. [2006]: *Comparing tendencies of some temperature related extreme indices on global and regional scales*. Cat. Inist. **110**, 1, 35-48.
- [7] Bennet, R. J., Haining, R. P. y Griffith, D. A. [1984]: *The problem of missing data on spatial surface*. Ann. Assoc. Amer. Geogr., **74**, 138-156.
- [8] Beniston, M., Stephenson, D. B., Christensen, O. B., Ferro, C. A. T., Frei, C., Goyette, S., Halsnaes, K., Holt, T., Jylhä, K., Koffi, B., Palutikof, J., Schöll, R., Semmler, T. y Woth, K. [2007]: *Current and future extreme climatic events in Europe: observations and modeling studies conducted within the EU PRUDENCE project*. Climatology Change, **81**, 71-95
- [9] Colombo, A. F., Etkin, D. y Karney, B. W. [1999]: *Climate Variability and the Frequency of Extremes Temperature Events for Nine Sites across Canada: Implications for Power usage*. Journal of Climate, **12**, 2490-2502.
- [10] Conrad, V. y Pollak, C. [1962]: *Methods in Climatology*. Harvard University Press, Cambridge, 459 pp.
- [11] Cony, M., Hernández, E. y del Teso, T. [2008]: *Influence of synoptic scale in the generation of extremely cold days in Europe*. Atmósfera. **21** (4), 389-401.
- [12] DeGaetano, A. T., Eggleston, K. L. y Knapp, W. W. [1995]: *A Method to Estimate Missing Daily Maximum and Minimum Temperature Observations*. Journal of Applied Meteorology, **34**, 371-380.
- [13] DeGaetano, A. T. [1996]: *Recent trends in minimum and maximum temperature threshold exceedences in the North-Eastern United States*. Journal of Climate, **9**, 1646-1660

- [14] DeGaetano, A. T. Y Allen, R. J. [2002]: *Trends in Twentieth-Century Temperature Extremes across the United States*. Journal Climate, **15**, 3188-3205
- [15] Della-Marta, P. M. y Wanner, H. [2005]: *A method of homogenizing the extremes and mean of daily temperature measurements*. Journal of Climate, **19**, 4179-4197.
- [16] Díaz, J., López, C., Jordán, A., Alberti, J. C., García-Herrera, R., Hernández, E. y Otero, A. [2001]: *Heat waves in Madrid, 1986-1997: effects on the health of the elderly*. International Archives Occupational and Environmental Health, **75** (3), 163-170.
- [17] Díaz, J., García-Herrera, R., Velásquez, F., López, C., Hernández, E. y Otero, A. [2002]: *Effects of extremely hot days on people older than 65 in Seville [Spain]: from 1986 to 1997*. International Journal of Biometeorology, **46**, 145-149.
- [18] Díaz, J., García-Herrera, R. y López, C. [2005]: *Mortality impact of extreme winter temperatures*. International Journal Biometeorology. **49**, 179-183.
- [19] Domonkos, P., Kysely, J. Piotrowicz, K., Petrovic, P. y Likso, T. [2003]: *Variability of extreme temperature events in South-Central Europe during the 20th century and its relationship with large-scale circulation*. International Journal Climatology, **23**, 987-1010.
- [20] Easterling, D. R. y Peterson, T. C. [1992]: *Techniques for detecting and adjusting for artificial discontinuities in climatological time series: a review*. Fifth International Meeting on Statistical Climatology, June 22-26, Toronto, Ontario, pp. J28-J32.

- [21] Easterling, D. R. y Peterson, T. C. [1995]: *A new method for detecting undocumented discontinuities in Climatological time series*. International Journal of Climatology, **15**, 369-377.
- [22] Easterling, D. R., Horton, B., Jones, P. D., Peterson, T. C., Karl, T. R., Parker, D. E., Salinger, M. J., Razuvayev, V., Plummer, N., Jamason, P. y Folland, C. K. [1997]: *Maximum and minimum temperature trends for globe*. Sciences, **277**, 364-366.
- [23] Easterling, D. R., Evans, J. L., Groisman, P. Y., Karl, T. R., Kunkel, K. E. y Ambenje, P. [2000]: *Observed Variability and Trends in Extreme Climate Events: A Brief Review*. Bulletin of the American Meteorological Society, **81**, 417-425.
- [24] Easterling, D. R., Meehl, G. A., Parmesan, C., Chagnon, S. A., Karl T. R. y Mearns, L. O. [2000b]: *Climate Extremes: Observations, Modeling and Impacts*. Science, **289**, 2068-2074.
- [25] Eischeid, J. K., Baker, C. B., Karl, T. R. y Diaz, H. F. [1995]: *The quality control of long-term climatological data using objective data analysis*. Journal of Applied Meteorology. **34**, 2787-2795
- [26] Eischeid, J. K., Pasteris, P. A., Diaz, H. F., Plantico, M. S. y Lott, N. J. [2000]: *Creating a Serially Complete, National Daily Time Series of Temperature and Precipitation for the Western United States*. Journal of Applied Meteorology. **39**, 1580-1591
- [27] Fink, A., Brücher, H., Krüger, A., Leckebusch, G. C., Pinto, J. G. y Ulbrich, U. [2004]: *The 2003 European summer heatwaves and drought – synoptic diagnosis and impacts*. Royal Meteorological Society, **59**, 209-216.

- [28] Founda, D., Papadopoulos, K. H., Petrakis, M., Giannakopoulos, C. y Good, P. [2004]: Analysis of mean, maximum, and minimum temperature in Athens from 1897 to 2001 with emphasis on the last decade: trends, warm events, and cold events. *Global and Planetary Change*, **44**, 27-38.
- [29] Frost, D. J. y Auliciems, A. [1996]: *Myocardial infarct death, the population at risk and temperature habituation*. *International Journal of Biometeorology*, **37**, 46-51
- [30] García-Herrera, R., Prieto, L. Díaz, J., Hernández, E. y del Teso, T. [2002]: *Synoptic condition leading extremely high temperatures in Madrid*. *Annales Geophysicae*, **20**, 237-245.
- [31] García-Herrera, R., Díaz, J., Trigo, R. M. y Hernández, E. [2005]: *Extreme summer temperatures in Iberia: health impacts and associated synoptic conditional*. *Annales Geophysicae*, **23**, 239-251.
- [32] Gerstengarbe, F. W. y Werner, P. C. [1993]: *Katalog der Grosswetterlagen Europas nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky 1881-1992*. Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, 249 pp.
- [33] Gerstengarbe, F. W., Werner, P. C. y Rüge, U. [1999]: *Katalog der Grosswetterlagen Europas nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky 1881-1992*. Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, 249 pp (Review)
- [34] Goodess, C. M., Christensen, J. H., Haylock, M. R., Wilby, R., Ribalaygua, J., Schuepbach, E., Plaut, G., Cacciamani, C., Schmith, T., Caspary, H., Bárdossy, A. y Maheras, P. [2005]: *An intercomparison of statistical downscaling methods for Europe and European regions – assessing their performance with respect to extreme temperature and precipitation events*. *Climate Change*, submitted.

- [35] Heino, R., Brazdil, R., Forland, E., Toumenvirta, H., Alexanderson, H., Benisto, M., Pfister, C., Rebetez, M., Rosenhagen, G., Rosner, S. y Wibig, J. [1999]: *Progress in the study of climate extremes in northern and central Europe*. Climate Change, **42**, 151-181.
- [36] Hess, P. y Brezowsky, H. [1977]: *Katalog der Grosswetterlagen Europas 1881-1976*. Berichtes des Deustcher Wetterdienst, 113. Deutscher Wetterdienst: Offenbach am Main.
- [37] Hurrell, J. W. [1996]: *Decadal trends in the North Atlantic Oscillation regional temperatures and precipitation*. Sciences, **269**, 676-679
- [38] IPCC [2001a]: The Scientific Basis. Editado por Houghton, J. T. y otros. Contribution of working group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- [39] IPCC [2001b]: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Editado por McCarthy, J. J., Canziani, O. F., Lary, N. A., Dokken, D. J. y White, K. S. Contribution of working group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- [40] Jendritzky, G. [1996]: Complex environmental effects: climate. Practical environmental health. 4th supplement, Heidelberg, Springer, pp. 1-30.
- [41] Jones, P. D., Horton, E. B., Folland, C. K., Hulme, M., Parker, D. E. y Basnett, T. A. [1999]: *The use of indices to identify changes in climatic extremes*. Climatic Change, **42**, 131-149.
- [42] Kalkstein, L. S. y Dabis, R. E. [1989]: *Weather and human mortality: an evaluation of demographic and inter-regional responses in the United States*. Annals of the Association of American Geographers, **79**, 44-64.

- [43] Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Sahha, S., White, G., Wollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., y Joseph, D. [1996]: *The NCEP/NCAR 40-year reanalyses project*. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 437-471.
- [44] Karl, T. R. y Williams C. N. [1987]: *An Approach to Adjusting Climatological Time Series for Discontinuous Inhomogeneities*. Journal of Climate and Applied Meteorology, 26, 1744-1763.
- [45] Karl, T. R., Kukla, G. y Gavin, J. [1987b]: *Recent temperature change during overcast and clear skies in the United States*. Journal of Climate and Applied Meteorology, 26, 698-712.
- [46] Karl, T. R., Diaz, H. F. y Kucka, G. [1988]: *Urbanization: its detection and effects in the United States climate record*. Journal of Climate, 1, 1099-1123
- [47] Karl, T. R., Kukla, G., Razuvayev, V. N., Changery, M. J., Quayle, R. G., Heim, R. R. y Easterling, D. R. [1991]: *Global warming: Evidence for asymmetric diurnal temperature change*. Geophysical Research Letters, 18 (12), 2253-2256
- [48] Karl, T. R., Jones, P. D., Knight, R. W., Kukla, G., Plummer, N., Razuvaev, V. N., Gallo, K. P., Lindsey, J., Charlson, R. J. y Peterson, T. C. [1993]: *Asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature*. Bulletin American Meteorology Society, 74, 1007-1023
- [49] Karl, T. R., Knight, R. W., Easterling, D. R. y Quayle, R. G. [1996]: *Indices of climate change for the United States*. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 279-292
- [50] Karl, T. R., Knight, R. W. y Baker, B. [2000]: *The record breaking global temperature of 1997 y 1998: Evidence for an increase in the rate of global warming?* Geophysical Research Letter, 27, 719-722.

- [51] Kaiser, H. F. [1958]: *The varimax criterion for rotation in factor analysis*. Psychometrika, **23**, 187-200.
- [52] Keatinge, W. R., Donaldson, G. C., Cordioli, E., Martinelli, M., Kunst, A. E., Mackenbach, J. P., Nayha, S. y Vuori, I. [2000]: *Heat related mortality in warm and cold regions of Europe: observational study*. BMJ, **321**, 670-673
- [53] Kemp, W. P., Burnell, D. G., Everson, D. O. y Thomson, A. J. [1983]: *Estimating Missing Daily Maximum and Minimum Temperature*. Journal of Applied Meteorology, **22**, 1587-1593
- [54] Kistler, R., Kalnay, E., Collins, W., Saha, S.m White, G., Woollen, J., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Kanamitsu, M., Kousky, V., van den Doo, H., Jenne, R. y Fiorino, M. [2001]: *The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-Rom and Documatation*. Bull. Amer. Meteor. Soc., **82**, 247-268.
- [55] Kharin, V. V., Zwiers, F. W., Zhang, X. y Hegerl, G. C. [2007]: *Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations*. Journal Climatology, **20**, 1419 – 1444.
- [56] Kjellström, E., Bärring, L., Jacob, D., Jones, R. Lenderink, G. y Schär, C. [2007]: *Modeling daily temperature extremes: recent climate and future changes over Europe*. Climatology Change, **81**, 249-265.
- [57] Klein Tank, A. M., Stuart, A. y Co-authors [2002]: *Daily dataset of 20th Century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment*. International Journal of Climatology, **22**, 1441-1453.
- [58] Kysely J. y Huth R. [2004]: *Heat-related mortality in the Czech Republic examined through synoptic and ‘traditional’ approaches*. Climate Research, **25**, 265-274

- [59] Kysely, J. Y Dubrovsky, M. [2005]: *Simulation of extreme temperature events by a stochastic weather generator: effects of interdiurnal y interannual variability reproduction*. International Journal of Climatology, **25**, 251-269
- [60] Kunst, A. E., Looman, C. W. N. y Mackenbach, J. P. [1993]: *Outdoor Air Temperature and Mortality in the Netherlands: A Time-Series Analysis*. American Journal Epidemiology, **137**, 331-341
- [61] Lanzante, L.R. [1996]: *Resistant, robust and non-parametric techniques for the analysis of climate data: theory and examples including applications to historical radiosonde station data*. International Journal of Climatology, **16**, 1197-1226.
- [62] Lund, R. y Reeves, J. [2002]: *Deteccion of Undocumented Changeoints: A Revision of the Two-Phase Regression Model*. Journal of Climate, **15**, 2547-2554.
- [63] Luterbacher, J., Dietrich, D., Xoplaki, E., Grosjean, M. y Wanner, H. [2004]: *European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500*, Science, **303**, 5663, pp. 1499-1503.
- [64] McMichael, A. J., Haines, A., Slooff, R. Y Kovats, S. [1996]: *Climate Change and Human Health*. World Health Organization, Genova. 37 páginas
- [65] Mearns, L. O., Katz, R. W. y Schneider, S. H. [1984]: *Extreme Higt-Temperature Events: Changes in the Probabilities with Changes in Mean Temperature*. Journal of Climate and Applied Meteorology, **23**, 1601-1613.
- [66] Mielke, P. W., Berry, K. J. y Johnson, S. [1976]: *Multi-response permutation procedures for a priori classifications*. Commun. Statist. Theor. Meth., **A5**, 1409-1424.

- [67] Mielke, P. W. [1979]: *On asymptotic non-normality of null distributions of MRPP statistics*. Commun. Statist. Theor. Meth., **A8**, 1541-1550
- [68] Mielke, P. W., Barry, K. J. Y Brier, G. W. [1981]: *Application of multi-response permutation procedures for examining seasonal changes in monthly mean sea-level pressure patterns*. Monthly Weather Review, **109**, 120-126.
- [69] Mika, J., Dunkel, Z., Borbas, E., Szenyan, I. G., Ferenczi, Z. [1999]: *ScaRaB and ERBE Radiation Climatology Resampled*. Advances in Space Research. **24** (7), 959-962(4)
- [70] Miller, R. G. [1962]: *Statistical prediction by discriminant analysis*. Meteorological Monographs, **4**, 54pp
- [71] Nicholls, N., Lavery, B., Frederiksen, C., Drosowsky, W. y Torok, S. [1996]: *Recent apparent changes in relationships between the El Niño-southern oscillation and Australian rainfall and temperature*. Geophysical Research Letters, **23**, 3357-3360.
- [72] NOAA, Impact Assessment [1982]: *U.S. Social and Economic Effects of the Record 1976-77 Winter Freeze and Drought*. U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Environmental Data and Information Service, Center for Environmental Assessment Services.
- [73] Miller, R. G. [1962]: *Statistical prediction by discriminant analysis*. Meteorological Monographs, **4**, 54 pp.
- [74] Paulhus, J. L. H., y Kohler, M. A. [1952]: *Interpolation of Missing Precipitation Records*. Mon. Wea. Rev., **80** (8), 129-133.

- [75] Peterson, T. C. y Easterling, D. R. [1994]: *Creation of homogeneous composite Climatological reference series*. International Journal of Climatology, **14**, 671-679.
- [76] Peterson, T. C. y Vose, R. S. [1997] *An Overview of the Global Historical Climatology Network Temperature Database*. American Meteorological Society ,2837-2848
- [77] Peterson, T. C., Easterling, D. R., Karl, T. (1998a): *Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: a review*. International Journal of Climatology, **18**, 1493-1517.
- [78] Peterson, T. C., Vose, R., Schmoyer, R. y Razuva, V. (1998b): *Global historical climatology network, (GHCN) quality control of monthly temperature data*. International Journal of Climatology, **18**, 1169-1179.
- [79] Prieto, L., García, R., Díaz, J., Hernández, E. Y del Teso, T. [2002]: *NAO influence on extreme winter temperatures in Madrid*. Annales Geophysicae, **20**, 2077-2085.
- [80] Prieto, L., García-Herrera, R., Díaz, J. Hernández, E., y del Teso [2003]: *Minimum extreme temperatures over Peninsular Spain*. Global and Planetary Change, **44**, 59-71
- [81] Quérol, H., Planchon, S. y Corgne, S. [2008]: *Interest of the Hess-Brezowsky classifications of circulation patterns in the analysis of rainy winters in Brittany (France)*. Geophysical Research Abstract, 10, EGU2008-A-01279.
- [82] OMM [1998]: *Reglamento Técnico de la OMM. Documentos Fundamentales nº 2; Vol. I-Generalidades*.
- [83] Ribera P. [1999]: *Patrones de variabilidad climática en el Mediterráneo*. Tesis doctoral. 173p., Universidad Complutense. Madrid

- [84] Richman, M. B. [1986]: *Review article, rotation of principal components*, International Journal of Climatology, **6**, 293-335.
- [85] Sepp, M. y Jaagus, J. [2002]: *Frequency of circulation patterns and air temperature variations in Europe*. Boreal Environment Research. **7**, 273-279
- [86] Schär, C., Vidale, P. L., Lüthi, D., Häberli, C., Liniger, M. A. y Appenseller, C. [2004]: *The role of increasing temperature variability in Europe summer heatwaves*. Nature, doi: 10.1038/nature02300.
- [87] Schneider, T. [2001]: *Analysis of Incomplete Climate Data: Estimation of Mean Values and Covariance Matrices and Imputation of Missing Values*. Journal of Climate, **14**, 853-871
- [88] Solow, A. R. [1987]: *Testing for climate change: an application of the txo-phase regression model*. Journal of Climate Applied Meteorology, **26**, 1401-1405.
- [89] STARDEX Project [2005]: *Downscaling climate extremes*. Cordinado por Goodess, C., Wilby, R., Ribalaygua, J., Schuepbach, E., Plaut, G., Cacciamani, C., Schmith, T., Caspary, H., Bárdossy, A. y Maheras, P. Climatic Research Unit – Scholl of Environmental Sciences. University of East Anglia. United Kingdom. Contract no: EVK2-CT-2001-00115.
- [90] Stone, R. C. [1989]: *Weather types at Brisbane, Queens land: an example of the use of principal components and cluster analysis*. International Journal of Climatology, **9**, 3-32.
- [91] Trigo, R. M., DaCamara, C. [2000]: *Circulation Weather Types and their impact on the precipitation regime in Portugal*. Int. Journal of Climatology. **20**, 1559-1581.

- [92] Trigo, R. M., Osborn, T. J. y Corte-Real, J. M. [2002]: *The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms*. Climate Research, **20**, 9-17
- [93] Trigo, R. M., García-Herrera, R., Díaz, J., Trigo, I. F. y Valente, M. A. [2005]: *How exceptional was the early August 2003 heatwaves un France?*. Geophysical Research Letters, **32**, L10701, doi: 10.10292005GL022410.
- [94] Vose, R. S., Schmoyer, R. L., Steurer, O. M., Peterson, T. C., Heim, R., Karl, T. R. y Eischeid, J. K. [1992]: *The global historical climatology network: long-term monthly temperature, precipitation, sea level pressure, and station pressure data*. Environmental Sciences Division, Publication No. 3912, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, p. 288.
- [95] White, D., Richman, M., y Tarnal, B. [1991]: *Climate Rationalization and Rotation of Principal Component Analysis*, International Journal of Climatology, **11**, 1-25.
- [96] Yan, Z., Jones, P. D., Davies, T. D., Moberg, A., Bergström, H., Camuffo, D., Cocheo, C., Maugeri, M., Demarée, G. R., Verhoeve, T., Thoen, E., Barriendos, M., Rodríguez, R., Martín-Vide, J. y Yang, C. [2002]: Trends of extreme temperatures in Europe and China based on daily observations. Climate Change, **53**, 355-392.
- [97] Young, K. C. [1992]: *A three-way model for interpolating monthly precipitation values*. Monthly Weather Review, **120**, 2561-2569.
- [98] Zhai, P., Sun, A., Ren, F., Liu, X., Gao, B. y Zhang, Q. [1999]: Changes of climate extremes in China. Climatic Change, **42**, 203-218.

ANEXOS

ANEXO I

Lista de las estaciones de las series de temperatura mínima y máxima seleccionadas en este memorial donde se muestra la ubicación, el código según proyecto ECA Dataset (Klein-Tank et al. 2002) y el percentil de datos faltantes.

Nº	País	Ubicación Estación	LAT	LON	T _{MAX}		T _{MIN}	
					Cód. ECA	% Datos Faltantes	Cód. ECA	% Datos Faltantes
1	Suecia	Vaexjoe	56,87	14,8	2	0,00	1	0,00
2	Suecia	Stensele	65,07	17,15	10	0,00	9	0,00
3	Suecia	Linkoepping-Malmslaett	58,4	15,53	16	0,00	15	0,00
4	Suecia	Karlstad-Airport	59,35	13,47	22	0,00	21	0,01
5	Suecia	Oestersund-Froesoer	63,18	14,48	28	0,00	27	0,00
6	Austria	Kremsmuenster	48,05	14,13	33	0,00	31	0,00
7	Bélgica	Uccle	50,8	4,35	45	0,00	44	0,00
8	Croacia	Zabreb-Gric	45,82	15,97	61	2,27	59	2,27
9	República Checa	Praha-Klementinum	50,08	14,42	81	0,00	79	0,00
10	Finlandia	Helsinki	60,17	24,95	85	0,00	83	0,00
11	Finlandia	Jyvaskyla	62,4	25,68	89	0,00	87	0,00
12	Finlandia	Sodankyla	67,37	26,65	93	0,00	91	0,01
13	Francia	Marseille P. onchamp	43,3	5,38	96	0,01	95	0,01
14	Francia	Bourges Aerodrome	47,07	2,37	100	0,00	99	0,00
15	Francia	Blagnac Toulouse	43,62	1,37	104	0,00	103	0,00
16	Francia	Merignac-Bordeaux	44,82	-0,68	108	0,00	107	0,00
17	Francia	Deols Chateauroux	46,85	1,72	112	0,00	111	0,00
18	Francia	Perpignan	42,73	2,87	116	0,00	115	0,00
19	Francia	Bron Lyon Aeroport	45,72	4,93	120	0,00	119	0,00
20	Francia	Paris-Parc Montsouris	48,82	2,33	124	0,00	123	0,00
21	Alemania	Bamberg	49,88	10,88	129	0,00	127	0,00
22	Alemania	Berlin	52,45	13,3	134	0,00	132	0,00
23	Alemania	Bremen	53,05	8,78	139	0,00	137	0,00
24	Alemania	Dresden Wahnisdorf	51,12	13,68	144	0,00	142	0,00
25	Alemania	Frankfurt	50,12	8,67	149	2,65	147	2,65
26	Alemania	Hamburg Fuhlsbuettel	53,55	9,97	163	0,00	162	0,00
27	Alemania	Hohenpeissenberg	47,8	11,2	168	0,00	166	0,00
28	Alemania	Jena Sternwarte	50,93	11,58	173	0,19	171	0,19
29	Alemania	Karlsruhe	49,02	8,38	183	0,00	181	0,00
30	Alemania	Muenchen	48,17	11,5	188	0,00	186	0,00
31	Alemania	Potsdam	52,38	13,07	198	0,00	196	0,00
32	Alemania	Schwering	53,65	11,38	203	0,00	201	0,00
33	Alemania	Stuttgart	48,72	9,22	208	0,00	206	0,00

34	Alemania	Trier	49,75	6,65	213	0,39	211	0,39
35	Alemania	Zugspitze	47,42	10,98	218	0,00	216	0,00
36	Grecia	Corfu	39,62	19,92	223	0,11	221	0,10
37	Grecia	Hellinikon	37,9	23,75	228	0,01	226	0,02
38	Grecia	Heraklion	35,33	25,18	233	0,01	231	0,00
39	Grecia	Larissa	39,65	22,45	238	0,02	236	0,03
40	Grecia	Methoni	36,83	21,7	243	2,49	241	2,53
41	Irlanda	Dalatangi	65,27	13,58	250	0,00	248	0,45
42	Irlanda	Reykjavik	64,13	-21,9	254	0,00	252	0,00
43	Irlanda	Stykkisholmur	65,08	22,73	258	0,00	256	0,00
44	Irlanda	Teigarhorn	64,68	-15,23	262	0,57	260	0,63
45	Irlanda	Vestmannaeyjar	63,4	-20,28	266	0,00	264	0,00
46	Rusia	Aleksandrow	50,15	48,55	270	0,28	268	0,19
47	Rusia	Archangelsk	64,5	40,73	274	2,48	272	2,47
48	Rusia	Armavir	44,98	41,12	278	0,01	276	0,01
49	Rusia	Astrakan	46,28	48,05	282	0,39	280	0,51
50	Rusia	Elatma	54,95	41,77	286	0,01	284	0,01
51	Rusia	Hoseda Hard	67,08	59,38	290	2,68	288	2,68
52	Rusia	Izevsk	56,83	53,45	294	6,83	292	6,83
53	Rusia	Kaliningrad	54,72	20,55	298	0,11	296	0,09
54	Rusia	Kandalaksa	67,15	32,35	302	3,06	300	3,06
55	Rusia	Kem	64,98	34,8	306	2,31	304	2,50
56	Rusia	Koersk	51,77	36,17	310	0,57	308	0,57
57	Rusia	Kojnas	64,75	47,65	314	2,5	312	2,50
58	Rusia	Kostroma	57,73	40,78	318	0,38	316	0,38
59	Rusia	Kotlas	61,23	46,72	322	2,32	320	2,33
60	Rusia	Krasnoufinsk	56,65	57,78	326	0,01	324	0,35
61	Rusia	Leningrad	59,97	30,3	330	0,01	328	0,20
62	Rusia	Moermansk	68,97	33,05	334	3,05	332	3,05
63	Rusia	Moskou	55,83	37,62	338	0,21	336	0,20
64	Rusia	Narjan Mar	67,63	53,03	342	2,64	340	2,59
65	Rusia	Oefa	54,72	55,83	346	0,01	344	0,07
66	Rusia	Onega	63,9	38,12	350	2,48	348	2,48
67	Rusia	Orenburg	51,68	55,1	354	0,01	352	0,01
68	Rusia	Paveletz	53,78	39,25	358	0,70	356	0,70
69	Rusia	Petrozawodsk	61,82	34,27	362	0,20	360	0,20
70	Rusia	Petsjora	65,12	57,1	366	2,30	364	2,28
71	Rusia	Pskow	57,82	28,42	370	0,01	368	0,01
72	Rusia	Saratow	51,57	46,03	374	0,01	372	0,13
73	Rusia	Smolensk	54,75	32,07	378	0,04	376	0,04
74	Rusia	Sortavala	61,72	30,72	382	0,14	380	0,14

75	Rusia	Syktyvar	61,72	50,83	386	3,04	384	3,04
76	Rusia	Tambov	52,8	41,33	390	0,57	388	0,57
77	Rusia	Troitzko	62,7	56,2	394	2,28	392	2,28
78	Rusia	Ust Tzilma	65,43	52,27	398	2,28	396	2,28
79	Rusia	Velikie Lukie	56,35	30,62	402	0,22	400	0,21
80	Rusia	Vytegra	61,02	36,45	406	2,36	404	2,36
81	Rusia	Wologda	59,32	39,92	410	2,89	408	2,89
82	Dinamarca	Verstervig	56,77	8,32	-	-	426	0,00
83	Dinamarca	Nordby (Fanoe)	55,45	8,4	-	-	427	0,39
84	Dinamarca	Tranebjerg	55,85	10,6	-	-	428	1,00
85	Dinamarca	Landbohoejskolen	55,68	12,53	-	-	429	3,42
86	Irlanda	Birr	53,08	-7,88	449	0,00	447	0,00
87	Irlanda	Malin Head	55,37	-7,33	457	0,75	455	0,75
88	Irlanda	Valentia Observatory	51,93	-10,23	461	0,00	459	0,00
89	Holanda	De Bilt	52,1	5,18	522	0,00	520	0,00
90	Holanda	Eelde	53,13	6,58	530	0,00	528	0,00
91	Holanda	Beek	50,92	5,78	546	0,00	544	0,00
92	Italia	Bologna	44,48	11,25	549	0,00	548	0,00
93	Italia	Brindisi	40,63	17,93	-	-	555	0,24
94	Italia	Cagliari	39,23	9,05	559	0,30	558	0,29
95	Italia	Roma Ciampino	41,78	12,58	562	0,08	561	0,08
96	Italia	Verona Villafranca	45,38	10,87	565	0,19	564	0,17
97	Noruega	Bjoernoeya	74,52	19,02	578	0,00	576	0,00
98	Noruega	Hopen	76,5	25,07	584	0,00	582	0,00
99	Noruega	Glomfjord	66,82	13,98	587	2,08	585	0,11
100	Noruega	Jan Mayen	70,93	-8,67	590	2,27	588	2,28
101	Noruega	Karasjok	69,47	25,52	593	0,00	591	0,00
102	Noruega	Kjoeremsgrenda	62,1	9,05	596	3,03	594	3,03
103	Noruega	Faerder Fyr	59,03	10,53	599	0,00	597	0,00
104	Noruega	Oslo Blindern	59,95	10,72	602	0,00	-	-
105	Noruega	Utsira Fyr	59,3	4,88	605	0,00	-	-
106	Noruega	Vardoe	70,37	31,08	608	0,00	-	-
107	Noruega	Nesbyen-Skoglund	60,57	9,12	611	0,44	-	-
108	Lituania	Kaunas	54,88	23,83	622	0,19	620	0,21
109	Lituania	Klaipeda	55,73	21,07	-	-	624	0,38
110	Lituania	Vilnius	54,63	25,28	-	-	628	0,60
111	Luxemburgo	Luxembourg Airport	49,62	6,22	634	0,00	-	-
112	Portugal	Beja	38,02	-7,87	665	6,84	664	6,85
113	Portugal	Braganza	41,8	-6,73	668	0,04	-	-
114	Portugal	Coímbra	40,2	-8,42	671	6,97	670	6,89
115	Portugal	Lisboa Geofísica	38,72	-9,15	674	0,00	673	0,00

116	Portugal	Porto	41,13	-8,6	677	0,86	676	0,58
117	Eslovaquia	Hurbanovo	47,87	18,18	704	0,00	702	0,00
118	España	Badajoz Talavera	38,88	-6,82	708	0,00	707	0,00
119	España	Malaga Aeropuerto	36,67	-4,48	712	0,91	711	0,91
120	España	Salamanca Aeropuerto	40,93	-5,48	718	0,02	717	0,02
121	España	San Sebastián	43,3	-2,03	721	0,00	720	0,00
122	España	Torre Vieja	37,97	-0,7	725	0,02	723	0,02
123	España	Tortosa	4,82	0,48	728	0,04	727	0,06
124	España	Zaragoza Aeropuerto	41,65	-1	734	1,80	733	1,83
125	Suiza	Basel Binningen	47,55	7,58	738	0,00	736	0,00
126	Suiza	Lugano	46	8,97	750	0,00	748	0,00
127	Suiza	Saentis	47,25	9,35	754	0,00	752	0,00
128	Suiza	Zuerich SMA	47,38	8,57	758	0,00	756	0,00
129	Ucrania	Kyiv	50,4	30,53	790	4,74	788	4,74
130	Ucrania	Lugansk	48,57	39,25	794	4,54	792	4,54
131	Ucrania	Poltava	49,6	34,55	802	5,77	800	5,58
132	Inglaterra	CET Central England	52,42	-1,83	806	0,00	805	0,00
133	Serbia	Nis	43,33	21,9	813	6,82	811	6,82
134	Serbia	Beograd	44,8	20,47	817	6,82	815	6,82
135	Estonia	Voru	57,83	27,02	-	-	907	0,38
136	Estonia	Vilsandi	58,37	21,8	-	-	911	1,34
137	Inglaterra	Armagh	54,35	-6,65	-	-	917	0,02
138	Inglaterra	Eskdalemuir	55,32	-3,2	-	-	919	0,00
139	Inglaterra	Oxford	51,77	1,27	-	-	921	0,00
140	Inglaterra	Wick	58,45	-3,8	-	-	925	0,11
141	Bosnia	Sarajevo	43,82	18,33	-	-	935	0,00

ANEXO II

Mapas sinópticos a partir de la clasificación de HB

GWL
Código

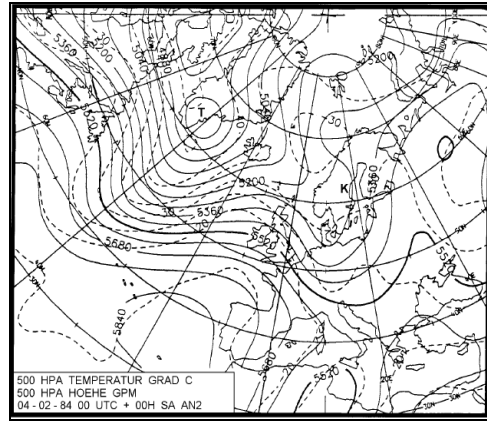
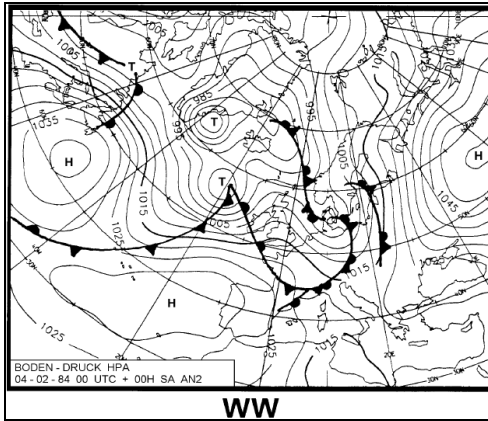
GWL en SLP

GWL en 500 hPa

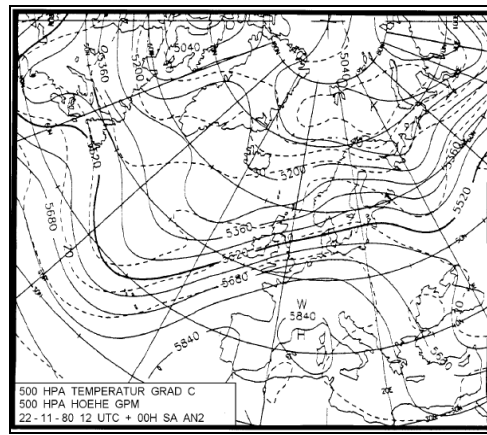
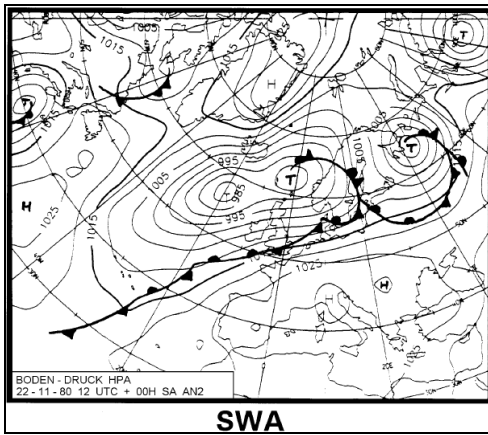
GWL01

WA

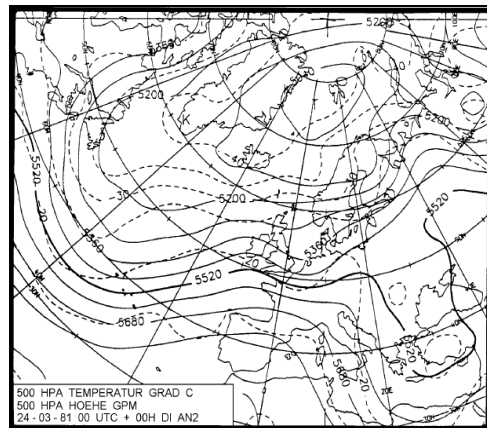
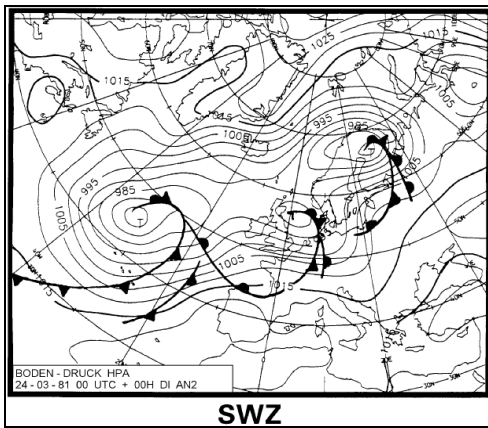
GWL04



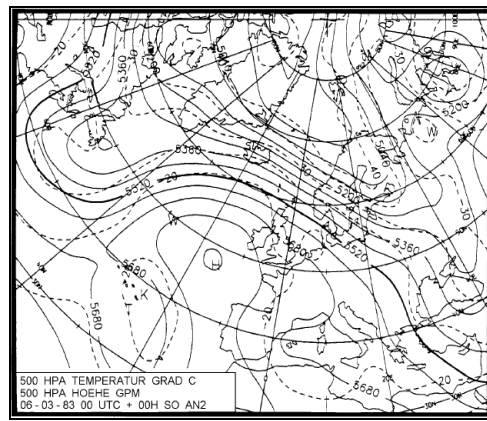
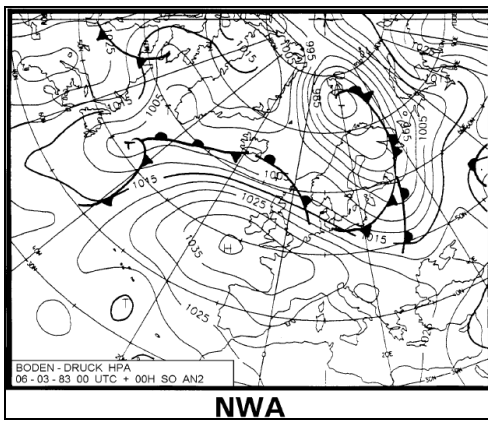
GWL05



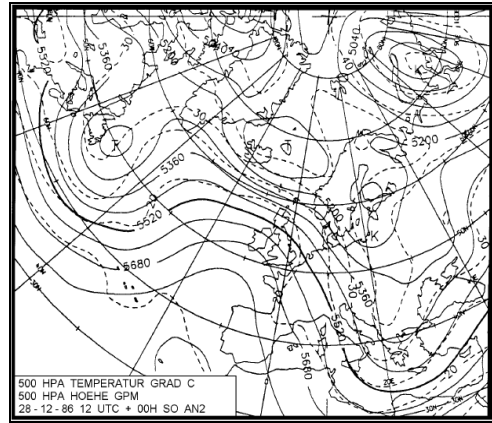
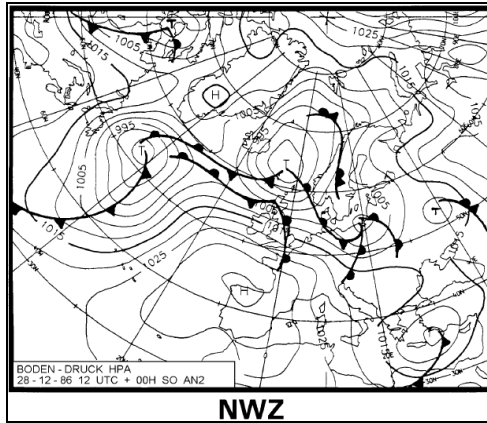
GWL06



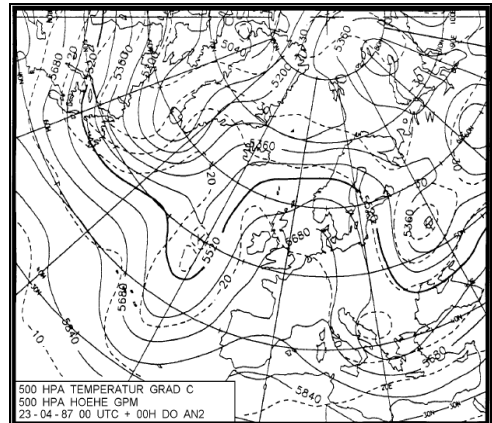
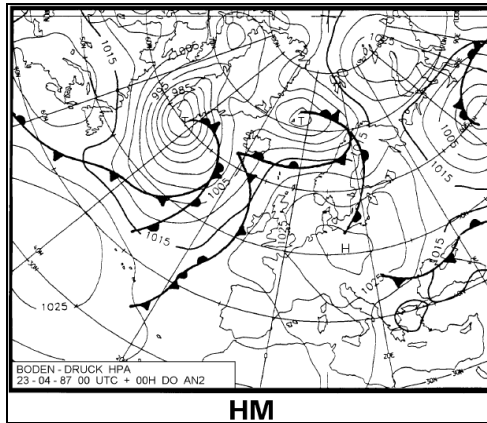
GWL07



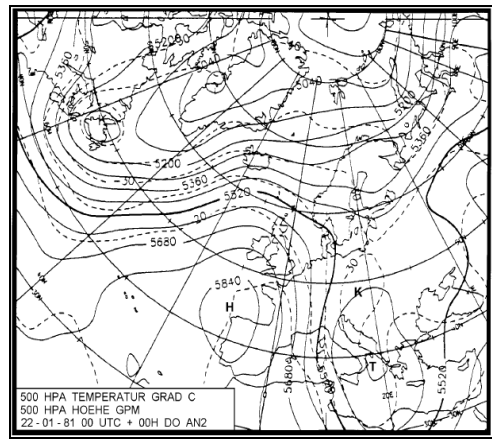
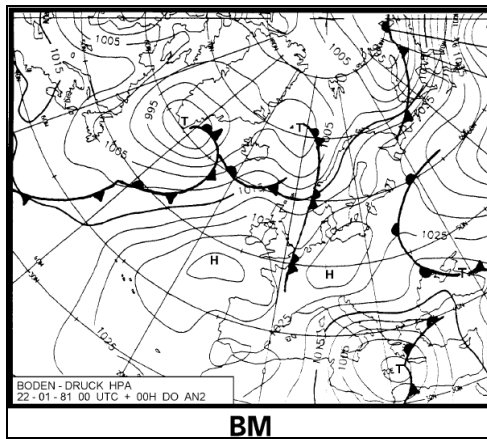
GWL08



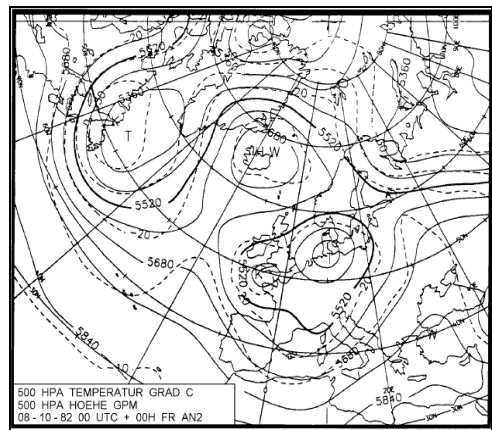
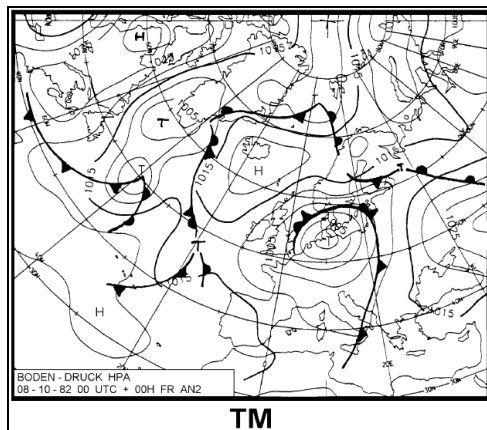
GWL09



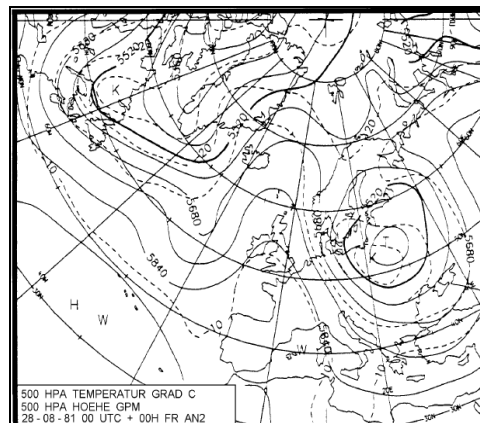
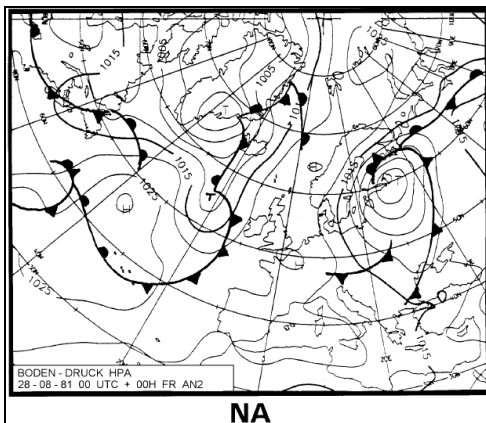
GLW10



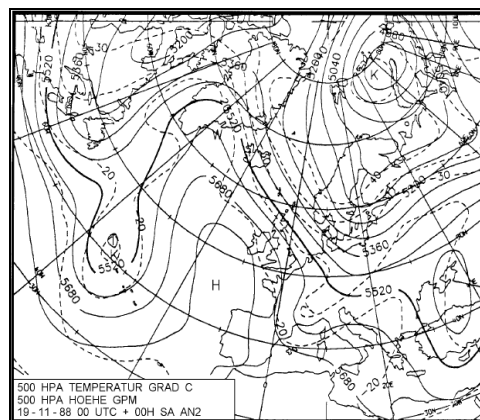
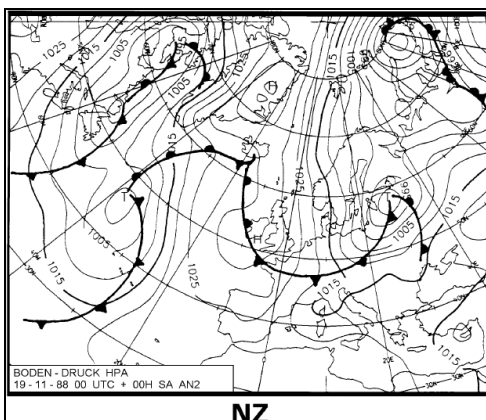
GWL11



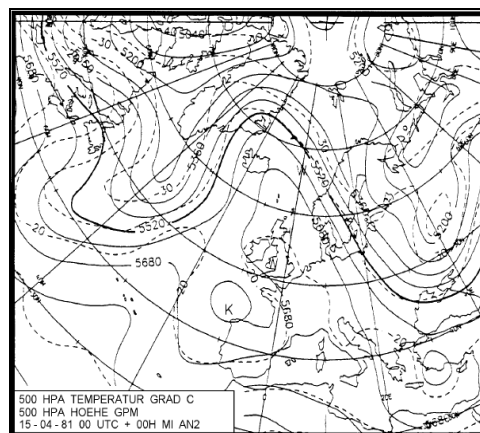
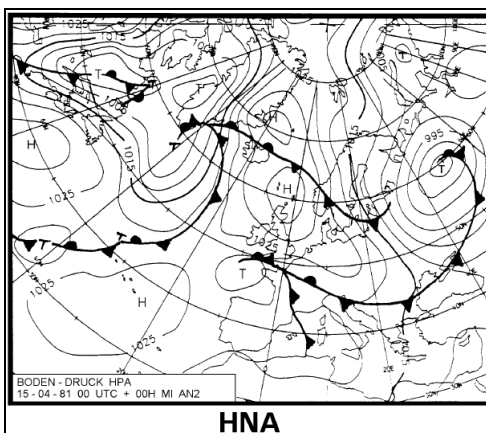
GWL12



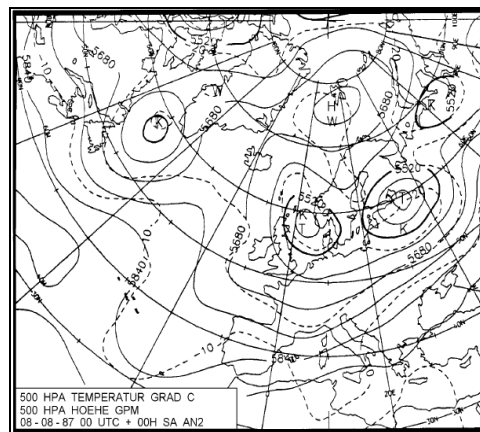
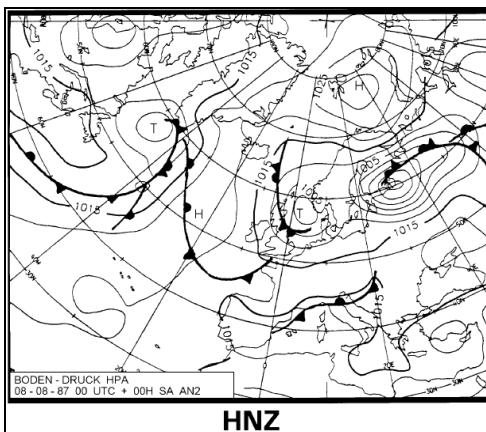
GWL13



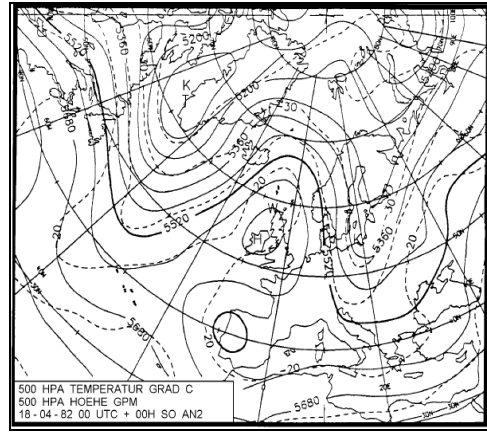
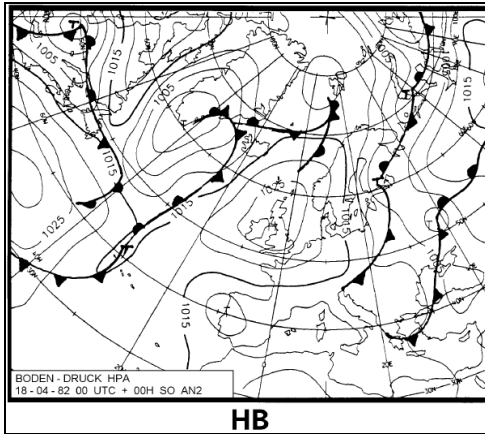
GWL14



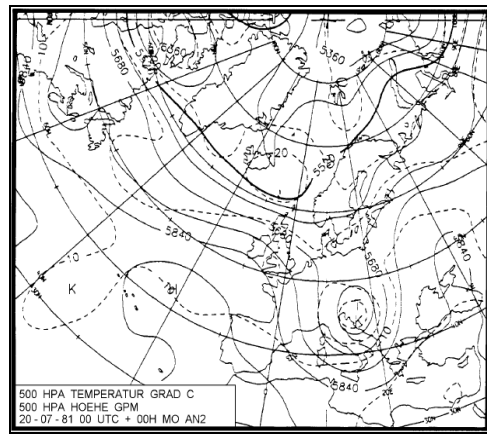
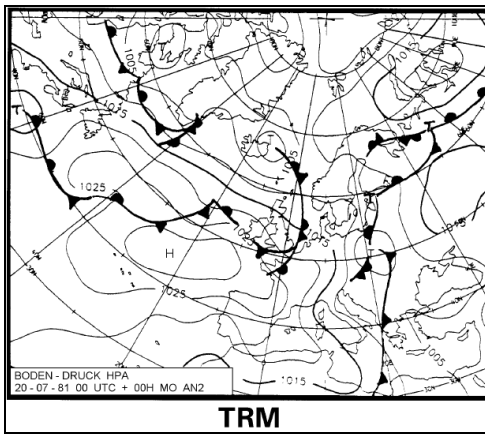
GWL15



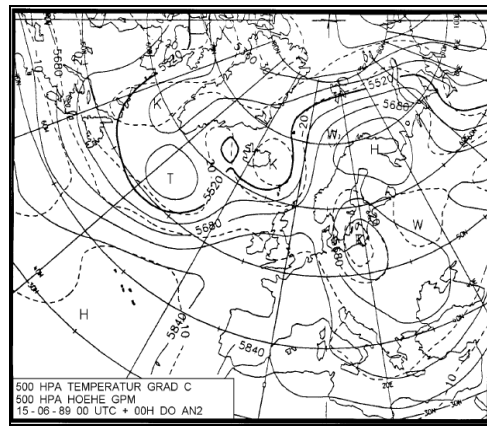
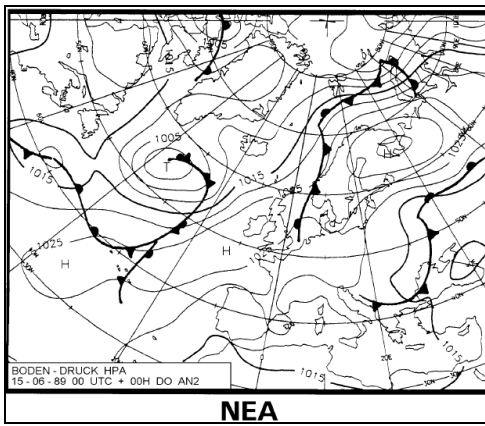
GWL16



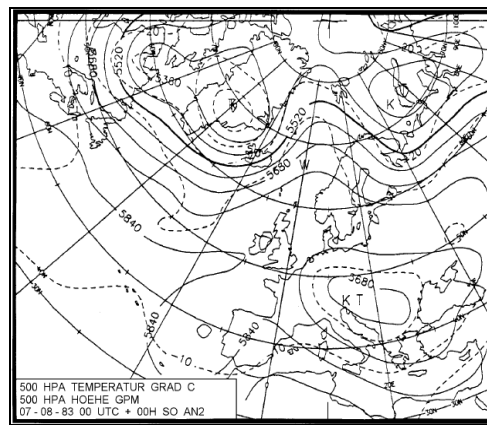
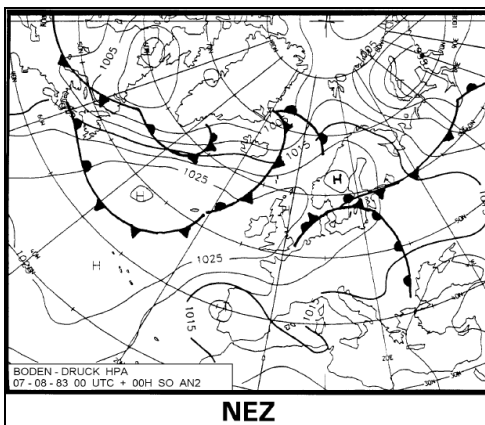
GWL17



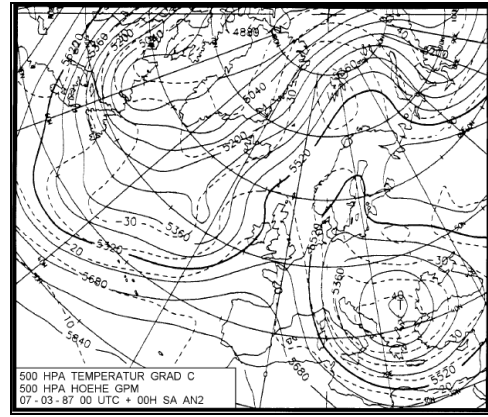
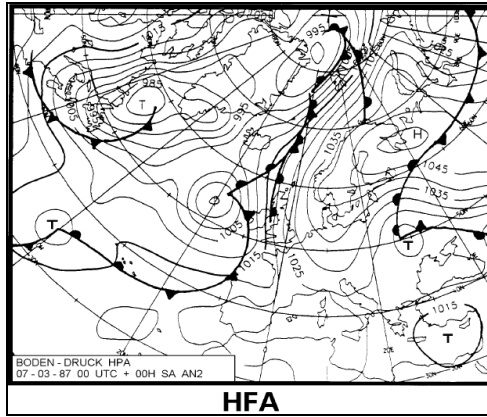
GWL18



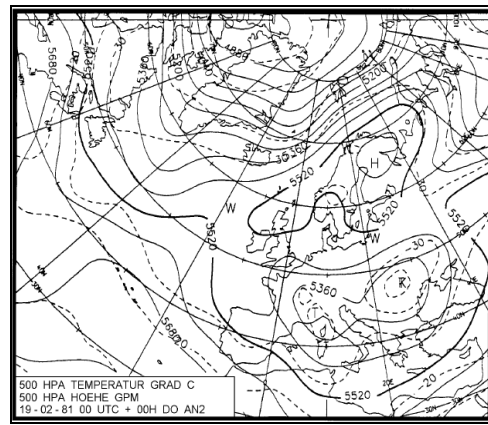
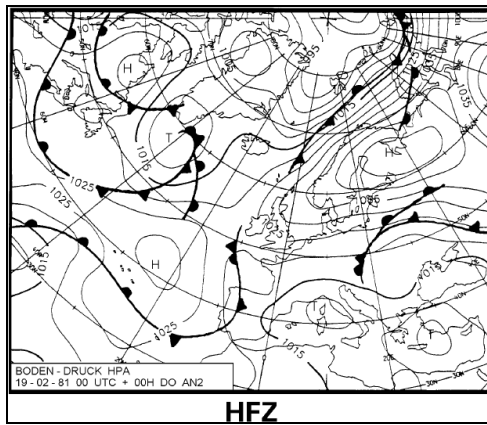
GWL19



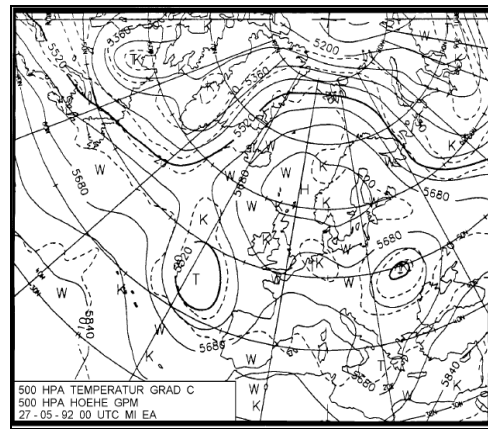
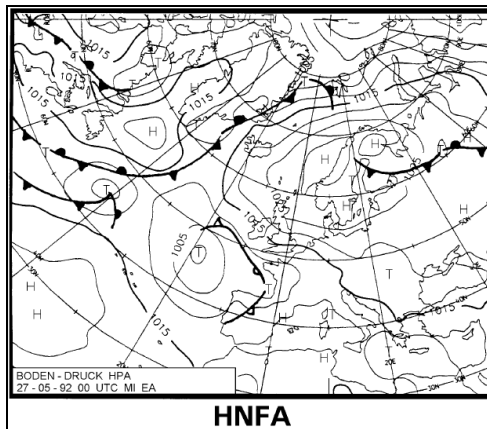
GWL20



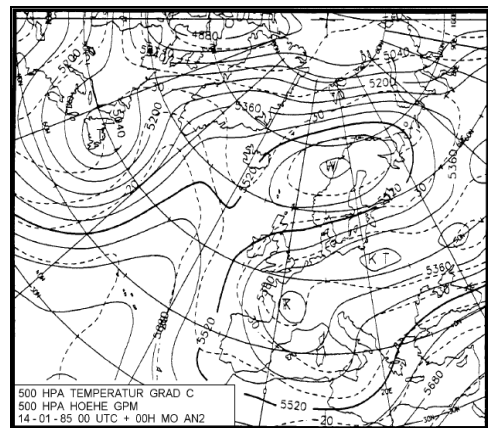
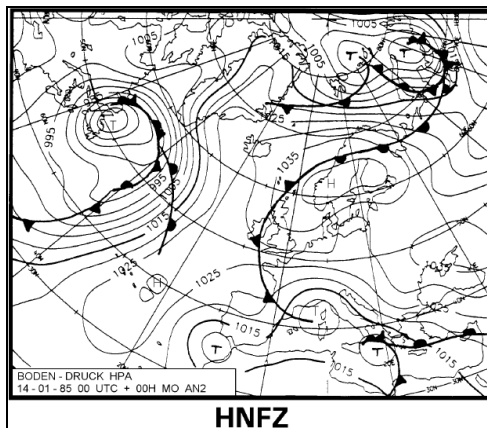
GWL21



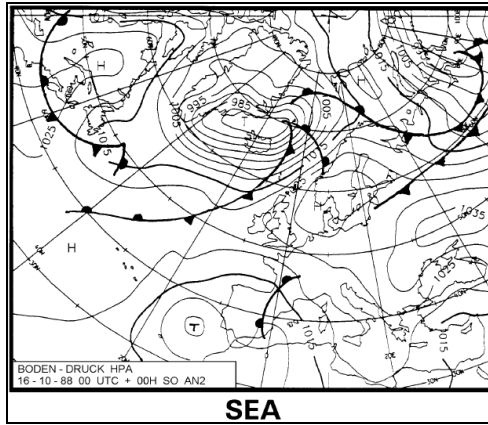
GWL22



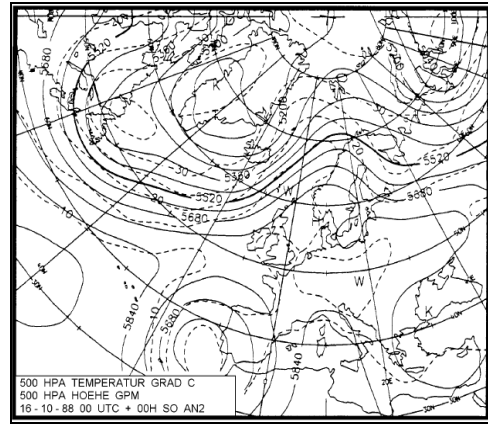
GWL23



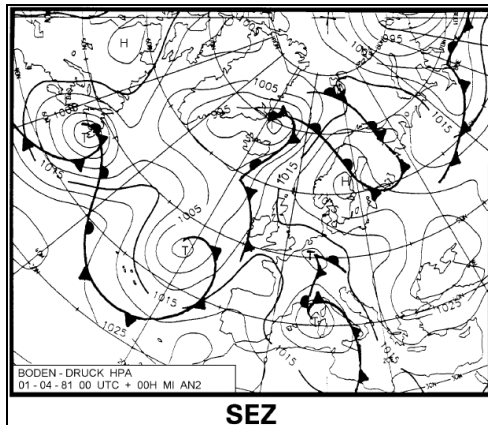
GWL24



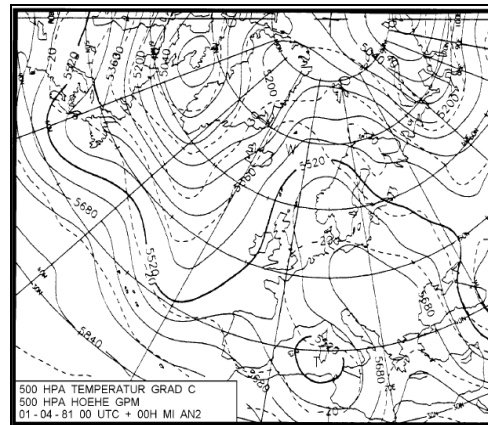
SEA



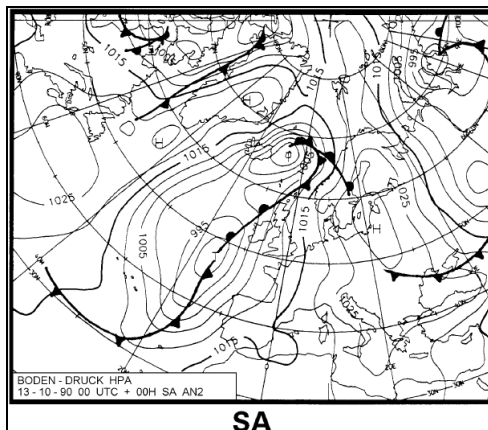
GWL25



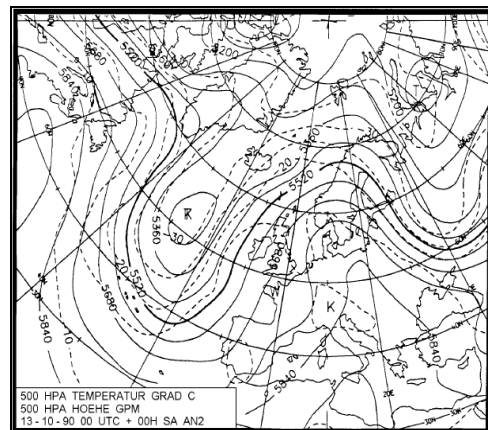
SEZ



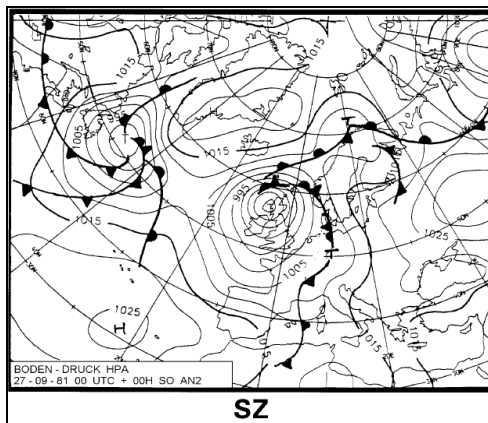
GWL26



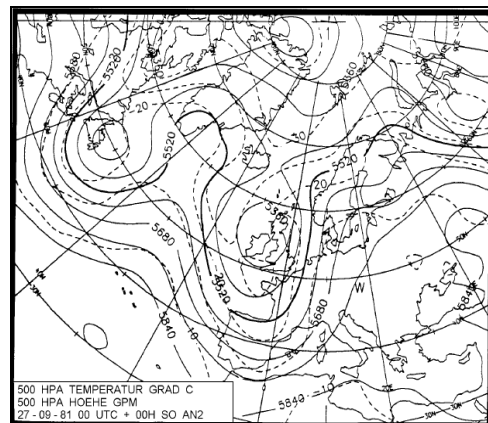
SA



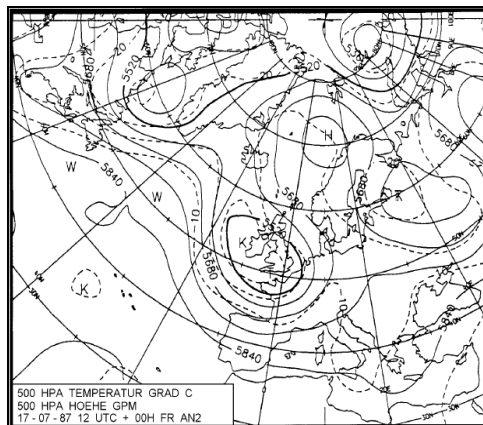
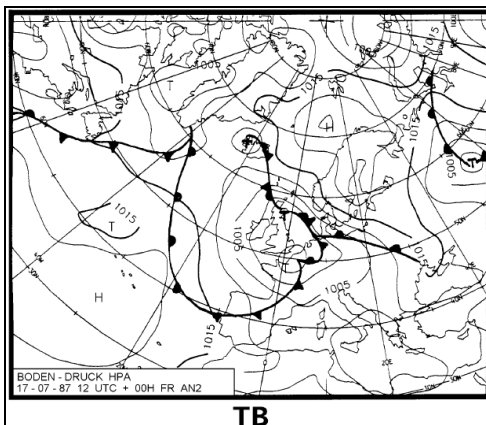
GWL27



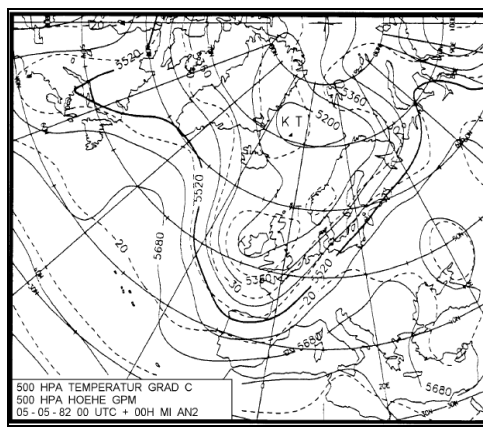
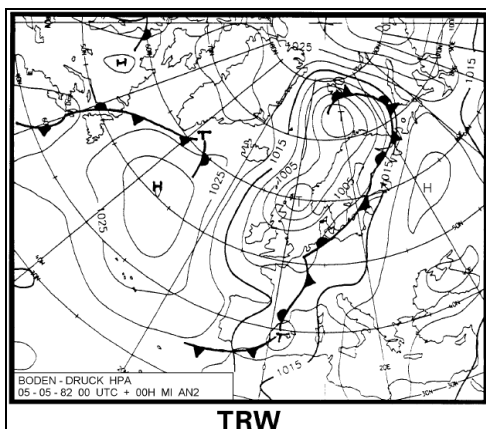
SZ



GWL28



GWL29



ANEXO III

Umbral de temperatura máxima y mínima determinado en las respectivas estaciones de medidas seleccionadas

Código ECA TMAX	Código ECA TMIN	País	Ciudad	Umbral Temperatura Máxima (°C)	Umbral Temperatura Mínima (°C)
2	1	Suecia	Vaexjoe	27,0	-15,0
10	9	Suecia	Stensele	24,2	-29,9
16	15	Suecia	Linkoeeping-Malmslaett	27,1	-15,1
22	21	Suecia	Karlstad-Airport	26,2	-18,3
28	27	Suecia	Oestersund-Froesoer	24,6	-22,4
33	31	Austria	Kremsmuenster	28,3	-10,7
45	44	Bélgica	Uccle	28,6	-5,5
61	59	Croacia	Zabreb-Gric	31,2	-6,6
81	79	Rep. Checa	Praha-Klementinum	30,6	-8,7
85	83	Finlandia	Helsinki	25,1	-18,5
89	87	Finlandia	Jyvaskyla	26,6	-26,7
93	91	Finlandia	Sodankyla	25,1	-33,9
96	95	Francia	Marseille Obs. Palais-Lonchamp	32,2	-0,3
100	99	Francia	Bourges Aerodrome	31,5	-5,2
104	103	Francia	Blagnac Aerop. Toulouse-Blagnac	33,2	-3,8
108	107	Francia	Merignac Aeroport de Bordeaux	32,5	-4,0
112	111	Francia	Deols Chateauroux Aerodrome De Deols	31,5	-5,1
116	115	Francia	Perpignan	32,7	-1,0
120	119	Francia	Bron Lyon Aeroport	32,9	-5,3
124	123	Francia	Paris-14E Parc Montsouris	30,6	-3,1
129	127	Alemania	Bamberg	30,6	-12,1
134	132	Alemania	Berlin	30,0	-9,8
139	137	Alemania	Bremen	28,7	-9,2
144	142	Alemania	Dresden Wahnisdorf	30,1	-10,1
149	147	Alemania	Frankfurt	31,1	-6,7
154	162	Alemania	Halle	28,5	-9,3
159	166	Alemania	Hamburg Bergedorf	25,7	-11,0
173	171	Alemania	Jena Sternwarte	31,3	-10,8
183	181	Alemania	Karlsruhe	32,1	-7,8
188	186	Alemania	Muenchen	29,3	-12,0
198	196	Alemania	Potsdam	30,7	-10,6
203	201	Alemania	Schwering	28,6	-9,4
208	206	Alemania	Stuttgart	29,5	-10,2
213	211	Alemania	Trier	30,9	-7,5
218	216	Alemania	Zugspitze	11,4	-21,4
223	221	Grecia	Corfu	34,3	0,1

228	226	Grecia	Hellinikon	35,5	2,7
233	231	Grecia	Heraklion	32,6	6,1
238	236	Grecia	Larissa	37,4	-4,5
243	241	Grecia	Methoni	30,9	3,4
250	248	Islandia	Dalatangi	15,6	-8,0
254	252	Islandia	Reykjavik	16,2	-10,0
258	256	Islandia	Stykkisholmur	15,3	-9,2
262	260	Islandia	Teigarhorn	16,4	-9,4
266	264	Islandia	Vestmannaeyjar	14,0	-7,5
270	268	Rusia	Aleksandrow	36,1	-24,4
274	272	Rusia	Archangelsk	26,8	-29,7
278	276	Rusia	Armavir	34,5	-13,2
282	280	Rusia	Astrakan	35,3	-17,4
286	284	Rusia	Elatma	30,1	-24,8
290	288	Rusia	Hoseda Hard	23,9	-39,1
294	292	Rusia	Izevsk	30,3	-27,4
298	296	Rusia	Kaliningrad	28,0	-14,9
302	300	Rusia	Kandalaksa	24,4	-28,5
306	304	Rusia	Kem	24,5	-25,7
310	308	Rusia	Koersk	29,7	-20,8
314	312	Rusia	Kojnas	28,7	-36,5
318	316	Rusia	Kostroma	28,3	-25,0
322	320	Rusia	Kotlas	28,9	-30,9
326	324	Rusia	Krasnoufimsk	30,1	-34,5
330	328	Rusia	Leningrad	27,5	-20,4
334	332	Rusia	Moermansk	24,6	-24,7
338	336	Rusia	Moskou	28,9	-21,9
342	340	Rusia	Narjan Mar	26,3	-36,0
346	344	Rusia	Oefa	31,2	-30,5
350	348	Rusia	Onega	27,6	-27,5
354	352	Rusia	Orenburg	34,6	-27,7
358	356	Rusia	Paveletz	30,0	-23,9
362	360	Rusia	Petrozawodsk	26,0	-25,1
366	364	Rusia	Petsjora	24,7	-38,3
370	368	Rusia	Pskow	28,0	-22,2
374	372	Rusia	Saratow	33,5	-21,6
378	376	Rusia	Smolensk	27,4	-22,0
382	380	Rusia	Sortavala	26,3	-25,9
386	384	Rusia	Syktyvar	28,8	-32,2
390	388	Rusia	Tambov	31,5	-23,3
394	392	Rusia	Troitzko	28,6	-35,9
398	396	Rusia	Ust Tzilma	23,4	-34,4
402	400	Rusia	Velikie Lukie	28,0	-23,5

406	404	Rusia	Vytegra	26,8	-29,0
410	408	Rusia	Wologda	28,0	-28,6
-	426	Dinamarca	Verstervig	-	-8,6
-	427	Dinamarca		-	-7,9
-	428	Dinamarca		-	-6,9
-	429	Dinamarca		-	-7,0
449	447	Irlanda	Birr	24,0	-3,9
457	455	Irlanda	Malin Head	20,3	-0,4
461	459	Irlanda	Valentia Observatory	22,2	-1,0
522	520	Holanda	De Bilt	28,5	-7,1
530	528	Holanda	Eelde	27,9	-8,5
546	544	Holanda	Beek	29,1	-7,0
549	548	Italia	Bologna	34,2	-3,0
	555	Italia	Brindisi	-	2,3
559	558	Italia	Cagliari	31,5	1,5
562	561	Italia	Roma Ciampino	34,3	-1,8
565	564	Italia	Verona Villafranca	33,0	-6,7
578	576	Noruega	Bjoernoeya	10,6	-21,7
584	582	Noruega	Hopen	7,0	-28,1
587	585	Noruega	Glomfjord	22,9	-10,4
590	588	Noruega	Jan Mayen	9,4	-17,5
593	591	Noruega	Karasjok	24,3	-37,1
596	594	Noruega	Kjoeremsgrend	23,9	-20,7
599	597	Noruega	Faerder Fyr	23,0	-8,3
602	-	Noruega	Oslo Blindern	27,2	-
605	-	Noruega	Utsira Fyr	19,5	-
608	-	Noruega	Vardoe	16,8	-
611	-	Noruega	Nesbyen-Skoglund	29,0	-
622	620	Lituania	Kaunas	28,3	-17,5
-	624	Lituania	Klaipeda	-	-13,9
-	628	Lituania	Vilnius	-	-18,4
634	-	Luxemburgo	Luxembourg Airport	29,1	-
665	664	Portugal	Beja	38,2	1,4
668	-	Portugal	Braganca	34,1	-
671	667	Portugal	Coimbra	35,6	-3,9
674	673	Portugal	Lisboa Geofisica	33,6	5,0
677	676	Portugal	Porto	32,4	0,4
704	702	Eslovaquia	Hurbanovo	32,5	-11,1
708	707	España	Badajoz Talavera	39,4	-2,0
712	711	España	Malaga Aeropuerto	35,3	3,1
718	717	España	Salamanca Aeropuerto	34,6	-5,3
721	720	España	San Sebastian	29,0	-0,1
725	723	España	Torrevieja	32,0	5,1

728	727	España	Tortosa	34,3	0,9
734	733	España	Zaragoza Aeropuerto	36,5	-2,2
738	736	Suiza	Basel Binningen	30,9	-7,4
750	748	Suiza	Lugano	29,9	-2,8
754	752	Suiza	Asentís	14,5	-17,7
758	756	Suiza	Zuerich SMA	29,3	-7,7
790	788	Ucrania	Kyiv	30,4	-15,7
794	792	Ucrania	Lugansk	34,3	-18,7
802	800	Ucrania	Poltava	31,6	-18,2
806	805	Inglaterra	CET Central England	25,8	-4,0
813	811	Serbia	Nis	35,0	-9,1
817	815	Serbia	Beograd	33,7	-7,5
-	907	Estonia	Voru	-	-21,9
-	911	Estonia	Vilsandi	-	-13,4
-	917	Inglaterra	Armagh	-	-3,6
-	919	Inglaterra	Eskdalemuir	-	-7,8
-	921	Inglaterra	Oxford	-	-4,3
-	925	Inglaterra	Wick	-	-4,1
-	935	Bosnia	Sarajevo	-	-10,6